ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. VIII WARSZAWA 1958 No. 3

ANDRZEJ RADOMSKI

Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego

STRESZCZENIE: Autor omawia typy warstwowań, częstość ich występowania, skład granulometryczny, morfologię i orientację ziaren w ławicach piaskowcowych. Zostały wyróżnione i opisane następujące typy hieroglifów mechanicznych: hieroglify wleczeniowe, uderzeniowe, prądowe, opływowe, ślady tarcia piasku o dno. Na podstawie pomiarów kierunków hieroglifów mechanicznych i warstwowania przekątnego autor doszedł do wniosku, że przeważającym kierunkiem prądów w basenie fliszu podhalańskiego był kierunek z zachodu na wschód. Autor omawia skład i rozmieszczenie ławic z egzotykami i opisuje podmorskie ruchy masowe, jakie miały miejsce współcześnie z sedymentacją omawianych warstw. Krótki rozdział został poświęcony hieroglifom organicznym.

WSTĘP

Osady fliszu podhalańskiego występują na terytorium Polski w mniej więcej równoleżnikowo przebiegającym pasie o szerokości około 15 km. Naturalne granice występowania omawianych warstw stanowią od południa Tatry, a od północy Pieniński Pas Skałkowy. Obszar zajmowany przez flisz podhalański wynosi w granicach Polski około 460 km^2.

Na południu, poniżej najstarszych warstw fliszu podhalańskiego odsłaniają się związane z nimi sedymentacyjnie zlepieńce środkowego eocenu, leżące w transgresji na utworach tatrzańskich (Kuźniar 1907, 1909, 1910). Występująca nad nimi seria fliszowa reprezentuje wiek od górnego eocenu po dolny oligocen (Bieda & Horwitz 1931, Bieda 1946).

Kontakt fliszu podhalańskiego z utworami skałkowymi w granicach Polski ma charakter tektoniczny. Na północ od pasa skałkowego osady fliszu podhalańskiego tu nie występują.

Wiele faktów zdaje się potwierdzać poglądy, że osłonę starszych utworów pasa skałkowego stanowi flisz magurski (Andrusov 1938, Birkenmajer 1954, Birkenmajer & Wieser 1956), który różni się zasadniczo

od osadów podhalańskich. Ponieważ jednocześnie z drugiej strony znan jest występowanie zlepieńców podścielających flisz podhalański na ska kach (zlepieńce sułowskie w Haligowcach), należy przypuścić, że w pa leogenie pas skałkowy stanowił barierę oddzielającą od siebie baseny poc halański i magurski.

Warstwy fliszu wypełniające depresję pomiędzy wypiętrzeniami Ta i pasa skałkowego są słabo sfałdowane, upady warstw są przeważn nieznaczne. W ogólnych zarysach tworzą one szerokopromienną synklin Bardziej strome upady występują wzdłuż granicy z pasem skałkowy i Tatrami, gdzie spotyka się miejscami warstwy odwrócone. Spokojn tektonika badanego obszaru nie tylko ułatwia szereg obserwacji sedymen tologicznych, jak np. pomiar kierunków warstwowania przekątnego cz hieroglifów, ale jednocześnie pozwala przypuszczać, że warstwy te po sfałdowaniem nie zostały przesunięte skośnie w stosunku do swego pie wotnego położenia, jak to ma miejsce w wielu obszarach płaszczowin wych Karpat, tak że po sprowadzeniu ławic do położenia poziomego prz obrót dookoła linii biegu jako osi, możemy odczytać rzeczywiste kierun transportu osadów.

Zaletą tego obszaru są również liczne i dobre odkrywki, które pozw liły przeprowadzić szereg obserwacji statystycznych.

Ujemną stroną był dający się dotkliwie odczuć podczas badań sed mentologicznych brak szczegółowej mapy geologicznej całości badaneg obszaru, jak również brak dokładnych opracowań stratygrafii i tektonik

Na zakończenie tych uwag wstępnych jest moim miłym obowiązkie podziękować Panu Profesorowi drowi Marianowi Książkiewiczowi wskazanie tematu i zachętę do jego podjęcia, jak również za pomoc ok zywaną mi podczas pracy. Dziękuję również drowi Stanisławowi Dżuły skiemu, z którym miałem możność obejrzenia szeregu odkrywek, za liczn uwagi i dyskusje, oraz drowi Andrzejowi Michalikowi za uwagi odnoszą się do zebranego przeze mnie materiału egzotykowego. Dziękuję równi Komitetowi Geologicznemu PAN i Kierownictwu Pracowni Geologiczn Stratygraficznej PAN w Krakowie za umożliwienie mi pod względem f nansowym prac terenowych i laboratoryjnych.

STRATYGRAFIA FLISZU PODHALAŃSKIEGO

Osady fliszu podhalańskiego składają się prawie wyłącznie z przeł wicających się nawzajem piaskowców i łupków. Piaskowce mają sza barwy, są przeważnie drobnoziarniste, spoiwo ich jest wapniste, zawi rają zazwyczaj liczne blaszki muskowitu. Zlepieńce i gruboziarniste pi skowce są rzadkie. Ławice piaskowców dość rozmaitej grubości od kilk centymetrów do kilku metrów przegradzane są różnej miąższości paki

tami przeważnie wapnistych łupków. Miejscami zawartość węglanu wapnia jest w łupkach na tyle znaczna, że zasługują one na miano margli. Oprócz piaskowców i łupków pojawiają się w niewielkiej ilości drobne ławice i soczewki syderytycznych dolomitów, które grupują się zwykle w niższych poziomach stratygraficznych.

J. Gołąb (1950) wyróżnia we fliszu podhalańskim trzy ogniwa stratygraficzne: najstarsze warstwy zakopiańskie, wyżej leżące warstwy chochołowskie i najmłodsze warstwy ostryskie.

Warstwy zakopiańskie są serią głównie łupkową, a piaskowce grają w niej rolę drugorzędną. Łupki, przeważnie wapniste, charakteryzują się ciemną barwą i zawierają drobne blaszki muskowitu. Miejscami w najniższych poziomach znajdują się w nich dość liczne odciski łusek ryb, jak np. w potoku wypływającym z doliny Za Bramką, powyżej ścieżki pod reglami. Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, cienkoławicowe, często pękają na charakterystyczną pryzmatyczną kostkę. Na ich spągowych powierzchniach występują drobne hieroglify przeważnie organicznego pochodzenia, w postaci nieregularnych cienkich wałeczków, grudek i groszków. Przeważa warstwowanie laminowane i przekątne. W tych warstwach pojawiają się też wspomniane wyżej ławiczki syderytycznych dolomitów. Warstwy zakopiańskie zajmują na południu szeroki pas w kotlinie zakopiańskiej i ciągną się w okolice wsi Velka Frankova już na terenie Słowacji i jeszcze dalej na wschód.

Na obszarze położonym na zachód od Białego Dunajca północne obrzeżenie synkliny podhalańskiej stanowią według J. Gołąba warstwy maruszyńskie, będące facjalną odmianą warstw zakopiańskich. Różnica polega na większej ilości piaskowców i jaśniejszej barwie łupków.

Na wschód od linii Białego Dunajca w kontakcie z pasem skałkowym odsłaniają się warstwy zbliżone litologicznie do warstw zakopiańskich i za takie uważane (Watycha 1950).

Ponad warstwami zakopiańskimi, związane z nimi przejściami występują warstwy chochołowskie. Najbardziej charakterystyczną cechą tych warstw, mimo istnienia w nich niekiedy partii o przewadze łupków, jest występowanie licznych grubych ławic piaskowcowych. Piaskowce są przeważnie drobnoziarniste, na spągowych powierzchniach ławic można nieraz obserwować masowe występowanie hieroglifów nieorganicznych (hieroglify prądowe i wleczeniowe), stosunkowo rzadziej pojawiają się hieroglify pochodzenia organicznego (Subphyllochorda, Paleodiction). Tym nie mniej istnieją w obrębie warstw chochołowskich kompleksy, w których hieroglify organiczne pojawiają się masowo (np. Subphyllochorda w warstwach odsłaniających się w bocznych dopływach Porońca na terenie przysiółka Mur). W warstwach chochołowskich obok warstwowań lamino-

wanych i przekątnych, występuje również dość często warstwowanie frak-cjonalne. Łupki warstw chochołowskich są znacznie jaśniejsze od zako-piańskich, mają szare, niekiedy oliwkowo-zielone barwy i podobnie ja łupki z warstw zakopiańskich zawierają liczne drobne blaszki musko-witu i są wapniste.

Z warstw chochołowskich znane są liczne ławice z egzotykami (Go-łąb 1950). Najwięcej materiału egzotykowego, jednocześnie o największyc rozmiarach, dochodzących do wielkości bloków, znajduje się na Skoru-szynie na zachód od Witowa, już poza granicami państwa. Zlepieńce egzo-tykowe na terenie Polski występują w Chochołowie i okolicach Noweg Bystrego.

Występujące na wschód od Białego Dunajca warstwy chochołowski rozwinięte są mniej typowo. Piaskowce są przeważnie cienkoławicowe (ol 90% ławic posiada miąższość mniejszą od 30 cm). Ławice o grubości do-chodzącej niekiedy do 2-3 m występują w profilach w odstępach od kilk do kilkunastu metrów. Łupków jest znacznie więcej niż w typowych war-stwach chochołowskich i przeważają one ilościowo nad piaskowcami. Be szczegółowego zdjęcia geologicznego trudno jest ustalić, któremu pozio-mowi na zachodzie odpowiadają te warstwy. Z jednej strony przewag łupków i pojawiające się w nich wkładki o pokroju łupków menilitowycl mogłyby wskazywać na pewien związek z warstwami zakopiańskim Z drugiej jednak strony seria ta jest znacznie bardziej piaszczysta o typowych warstw zakopiańskich. Łupki, za wyjątkiem kilku wkłade podobnych do łupków menilitowych, dzięki swym brudnooliwkowym barwom są raczej zbliżone do łupków chochołowskich niż do charakte-rystycznych czarnych łupków warstw zakopiańskich. Pojawiające się gru-boławicowe piaskowce powiększają jeszcze bardziej to podobieństwo i ca seria stanowi — być może — zubożały w piaskowce odpowiednik warst chochołowskich. Za takie uważa je też L. Watycha (1950), jak możn sądzić z lakonicznych danych z literatury.

Ostatnie, najmłodsze ogniwo fliszu podhalańskiego stanowią war-stwy ostryskie. Zostały one wyróżnione przez J. Gołąba jedynie na wzni-sieniu Ostrysz na wschód od Witowa. W warstwach tych pojawia się wie średnio i gruboziarnistych piaskowców. Łupki zasadniczo nie różnią s od łupków występujących w warstwach chochołowskich. Warstwy ostry-skie są odsłonięte bardzo źle i widoczne są głównie w zwietrzelinie. Sta też zebrany materiał obserwacyjny z tych warstw jest z natury rzeczy bar-dzo skąpy i fragmentaryczny.

TYPY WARSTWOWAŃ

Warstwowanie frakcjonalne

Warstwowanie frakcjonalne i jego geneza była w ostatnich latach obszernie omawiana w literaturze geologicznej. Nowoczesne ujęcie tego tematu datuje się od pracy E. B. Bailyego (1930). Szereg prac poświęconych warstwowaniu frakcjonalnemu zapoczątkował P. H. Kuenen (1948) swoimi doświadczeniami nad wytwarzanymi w warunkach laboratoryjnych prądami zawiesinowymi. Otrzymane wyniki pozwoliły następnie (Kuenen & Migliorini 1950) wyjaśnić w przekonywający sposób wiele faktów obserwowanych we frakcjonalnie uwarstwionych piaskowcach fliszowych, jak np. wspólne występowanie frakcji bardzo drobnej i grubej, występowanie ostrokrawędzistych fragmentów łupków w piaskowcach, brak śladów erozji w podłożu nawet gruboziarnistych zlepieńców itp. Wszystkie te fakty dają się dobrze wytłumaczyć, jeżeli przyjmiemy, że piaskowce frakcjonowane powstały w wyniku sedymentacji z prądów zawiesinowych. Obecnie pogląd ten jest przyjęty powszechnie przez niemal wszystkich autorów omawiających zagadnienia związane z sedymentacją osadów fliszowych i współczesnych osadów głębokomorskich (Carozzi 1952, Erickson, Ewing & Heezen 1952, Kopstein 1954, Kuenen 1951, 1952a, b, 1957a, b, Kuenen & Carozzi 1953, Kuenen & Menard 1952, Kuenen & Migliorini 1950, Migliorini 1944, 1949, 1950, Vašiček 1953a, b i inni). Do polskiej literatury geologicznej w odniesieniu do fliszu karpackiego teorię prądów zawiesinowych wprowadził M. Książkiewicz (1954), a następnie z punktu widzenia teorii prądów zawiesinowych było rozpatrywanych wiele zagadnień sedymentologicznych fliszu (Dżułyński & Radomski 1955, 1957, Bukowy 1956, Birkenmajer 1957, Dżułyński, Radomski & Ślączka 1957).

Warstwowanie frakcjonalne występuje we fliszu podhalańskim w ławicach o pewnych określonych cechach strukturalnych i teksturalnych. Jak już było wspomniane wyżej, piaskowce fliszu podhalańskiego są przeważnie drobnoziarniste. Pojawiająca się w nich niekiedy domieszka materiału grubszego grupuje się zwykle w spągowej części ławicy zaznaczając w ten sposób warstwowanie frakcjonalne. Przypadki, w których frakcja gruboziarnista znajduje się rozrzucona bezładnie w całym profilu ławicy, są na ogół rzadkie.

Warstwowanie frakcjonalne nie występuje z reguły w ławicach cienkich. Przeciętna miąższość ławic o tym typie warstwowania wynosi około 40 cm, a często mają one grubość przekraczającą 1 m. Wśród grubołwicowych piaskowców ilość ławic o innej strukturze niż frakcjonalna jest znikoma.

Na podkreślenie zasługuje fakt, obserwowany również i przez innych autorów (Signorini 1943, Kuenen & Migliorini 1950, Carozzi & Kuenen 1953, Kuenen 1953a, b), że miąższość ławic o warstwowaniu frakcjonalnym jest na ogół stała. Dzięki istnieniu dobrych odkrywek można było niejednokrotnie śledzić poszczególne ławice na przestrzeni nawet stukilkudziesięciu metrów. Mimo to nie zaobserwowano wyklinowywania się ławic warstwowanych frakcjonalnie. Miąższość ich na obserwowanej przestrzeni nie ulega bardziej istotnym zmianom, pomijając deformacje postsedymentacyjne (osuwiska).

Powierzchnia spągowa tego typu ławic jest ostra i równa. Bardzo często występują na niej hieroglify, głównie mechaniczne. Wiele ławic, szczególnie grubszych (ok. 0,5 m i więcej) wykazują na swojej dolnej powierzchni liczne nierówności w postaci nieregularnych nabrzmień, ondulacji czy wałków tworzących hieroglify „obciążeniowe", określane w literaturze anglosaskiej mianem „load casts" (Kuenen 1953a, Prentice 1956) lub „flow casts" (Shrock 1948 i inni). W takich przypadkach nie występują zazwyczaj prócz hieroglifów „obciążeniowych" hieroglify innych rodzajów.

Powierzchnia stropowa ławicy o warstwowaniu frakcjonalnym jest nieostra. Zaznacza się mniej lub bardziej wyraźne przejście do leżącego wyżej osadu ilastego. Ten typ warstwowania nie jest jednak we fliszu podhalańskim częsty. Zwykle warstwowanie frakcjonalne jest „przerwane" w stropowej części ławicy i piaskowiec oddzielony jest powierzchnią nieciągłości od leżącego nad nim łupku. Osad ilasty spoczywający na ławicach frakcjonowanych wykazuje zwykle silne zapiaszczenie.

Różnorodność warstwowania frakcjonalnego we fliszu podhalańskim jest niewielka. Spośród wielu typów tego rodzaju warstwowania wyróżnionych w literaturze (Książkiewicz 1954, Kuenen 1952b) tylko nieliczne spotykamy w omawianych warstwach.

Zasadniczym typem warstwowania frakcjonalnego jest warstwowanie *frakcjonalne zupełne* (Książkiewicz 1954) .W tym typie warstwowania grubość materiału w ławicy stopniowo maleje ku górze i wreszcie piaskowiec przechodzi w sposób ciągły w leżący wyżej osad ilasty. Jak było wspomniane poprzednio, ten typ warstwowania w omawianych warstwach nie jest częsty.

Bardziej pospolitym typem jest warstwowanie *frakcjonalne przerywane* (Książkiewicz 1954). Charakteryzuje się ono nagłym skokiem w rozmiarach ziarna, bądź wewnątrz ławicy (np. dolna gruboziarnista partia wyraźnie odcina się od pozostałej drobnoziarnistej), bądź też skok ten może zaznaczyć się w stropie ławicy frakcjonowanej brakiem przejścia od piaskowca do łupku. Ta ostatnia odmiana spotykana jest na Podhalu bardzo często.

Warstwowanie *frakcjonalne symetryczne* występuje najczęściej w cienkich, bardzo drobnoziarnistych piaskowcach w seriach o przewadze łupków. W tym przypadku frakcja najgrubsza (jakkolwiek o wymiarach bezwzględnych bardzo drobnych) gromadzi się w środku ławicy, natomiast ku stropowi i spągowi piaskowiec przechodzi w otaczający go łupek. W warstwowanych symetrycznie bardzo drobnoziarnistych piaskowcach zaznacza się niejednokrotnie słaba laminacja. Laminacja jest podkreślona przez smugi zwęglonego detrytusu roślinnego i blaszek muskowitu. Występuje ona głównie w stropowych i spągowych partiach ławicy wywołując w tych miejscach powstanie oddzielności płytowej.

Wytwarzanie warstwowania laminowanego przez prądy zawiesinowe przyjmowało wielu autorów (Kuenen 1953, Kopstein 1954, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). W opisywanym przypadku tego rodzaju kombinację warstwowania frakcjonalnego i laminowanego można wytłumaczyć szeregiem prądów zawiesinowych występujących jeden za drugim. Prądy te, jak można sądzić z grubości niesionego materiału i miąższości odkładanych ławic, były prawdopodobnie znacznie rozcieńczone. Pierwsze, stosunkowo słabe, przyniosły najlżejszy materiał, potem siła prądów rosła osiągając swe maksimum w czasie osadzania się środkowych partii ławicy, by później stopniowo maleć. Być może, wszystkie te prądy miały jedną, działającą przez pewien określony czas, przyczynę (np. burza podnosząca osad złożony w przybrzeżnych regionach basenu).

Pozostałe trzy typy warstwowania frakcjonalnego pojawiają się jedynie sporadycznie. Są to:

Warstwowanie *frakcjonalne pensymetryczne* (Książkiewicz 1954). Obserwowane ławice o tym typie warstwowania oddzielone są ostrą granicą od podścielającego je łupku. Na łupku leży jednak, nie jak w przypadku ławic frakcjonowanych innych odmian, frakcja najgrubsza, ale warstewka drobnoziarnista, niekiedy laminowana, zwykle nie przekraczająca kilku centymetrów grubości, a dopiero nad nią pojawia się frakcja gruba. Granica pomiędzy spągową warstewką drobnoziarnistą a resztą ławicy jest zwykle bardzo wyraźna.

W tym przypadku można przyjąć, że w tworzeniu się ławicy współdziałały co najmniej dwa prądy zawiesinowe. Główny, który wytworzył większą część ławicy, był poprzedzony jednym lub więcej słabymi prądami, które osadziły warstewkę w jej spągu (Książkiewicz 1954).

W podobny sposób można wytłumaczyć powstanie warstwowania *frakcjonalnego wielokrotnego*. W ławicy o tym typie warstwowania występuje kilka wkładek materiału gruboziarnistego. Wkładki te są oddzielone wyraźną granicą od podścielającego je osadu, ku górze natomiast ziarno ich stopniowo maleje. Wkładki gruboziarniste składają się zazwy-

czaj z materiału tym drobniejszego im dana wkładka zajmuje wyższe położenie w ławicy. We fliszu podhalańskim najczęściej występuje warstwowanie dwu lub trójkrotne. Warstwowania wyższego rzędu są bardzo rzadkie.

W jednym przypadku obserwowałem typ warstwowania będący pewną modyfikacją warstwowania przerywanego, ale ze względu na to, że stanowi on niejako ogniwo pośrednie pomiędzy warstwowaniami frakcjonalnymi sensu stricto a jednorodnym typem warstwowania, które zostanie omówione poniżej, warto mu poświęcić nieco uwagi. W spągu tej ławicy, w zasadzie równoziarnistej, występowała nieciągła warstewka ziaren znacznie grubszych od materiału tworzącego resztę ławicy (fig. 1). Frakcjonalna struktura tej ławicy, a tym samym współudział przy tworzeniu jej prądu zawiesinowego nie ulega wątpliwości. W mniej dogodnym jednak odsłonięciu, mogłaby ujść uwadze szczątkowa warstewka materiału grubszego i ławica ta zostałaby zaliczona do piaskowców jednorodnych. Ten typ warstwowania można nazwać „szczątkowym" warstwowaniem frakcjonalnym.

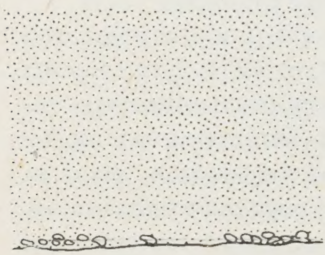


Fig. 1
„Szczątkowe" warstwowanie frakcjonalne "Vestigial" graded bedding

Grupa piaskowców *jednorodnych* zasługuje na specjalną uwagę. Mimo braku gradacji, wiele istotnych cech wskazuje na to, że powstawały one, podobnie jak piaskowce frakcjonowane, w wyniku działania prądów zawiesinowych. Brak frakcjonowania można tłumaczyć bądź selekcją długiego transportu, bądź po prostu brakiem innej frakcji w materiale niesionym przez prąd (Kuenen & Menard 1952, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). Z genetycznego więc punktu widzenia stanowią one niejako krańcowy przypadek warstwowania frakcjonalnego, w którym występuje tylko jedna frakcja. We fliszu podhalańskim piaskowce te są grupą reprezentowaną dość licznie.

Granulometria piaskowców frakcjonowanych

W rozdziale tym zostaną omówione wyniki analiz sitowych piaskowców frakcjonowanych i jednorodnych.

Próbki przeznaczone do analiz granulometrycznych były rozdrabniane przez kilkunastokrotne przekrystalizowanie w soli glauberskiej. Rozdrobniona próbka po wysuszeniu i zważeniu była następnie przesiewana na mechanicznej wstrząsarce w ciągu 10-15 minut w zależności od jej wagi i zawartości frakcji pylastej. Poszczególne frakcje ważono i otrzy-

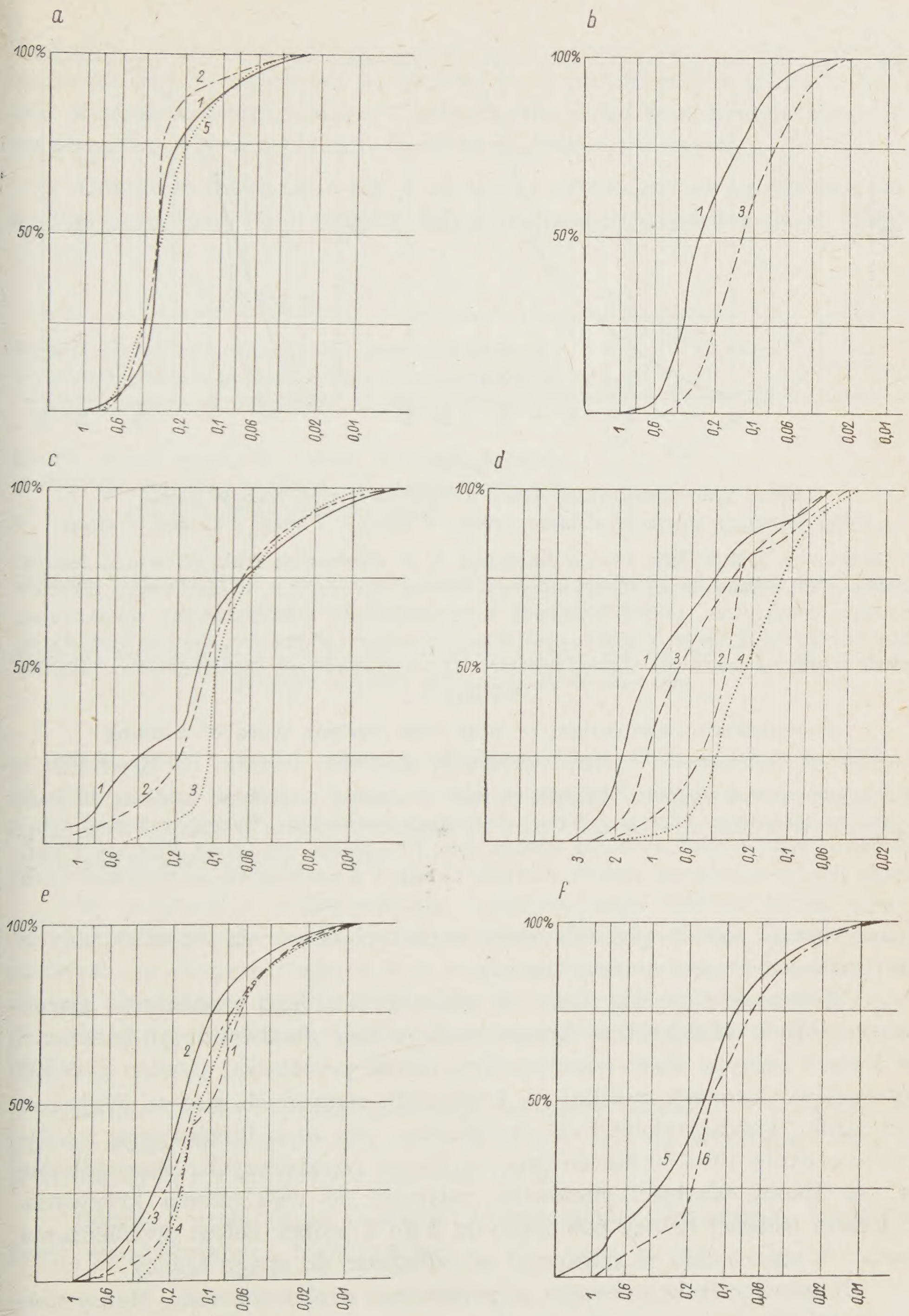

a
100%
50%
1
2
5
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
0,01
b
100%
50%
1
3
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
0,01
c
100%
50%
1
2
3
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
0,01
d
100%
50%
1
3
2
4
3
2
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
e
100%
50%
2
1
3
4
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
0,01
f
100%
50%
5
6
1
0,6
0,2
0,1
0,06
0,02
0,01

Fig. 2

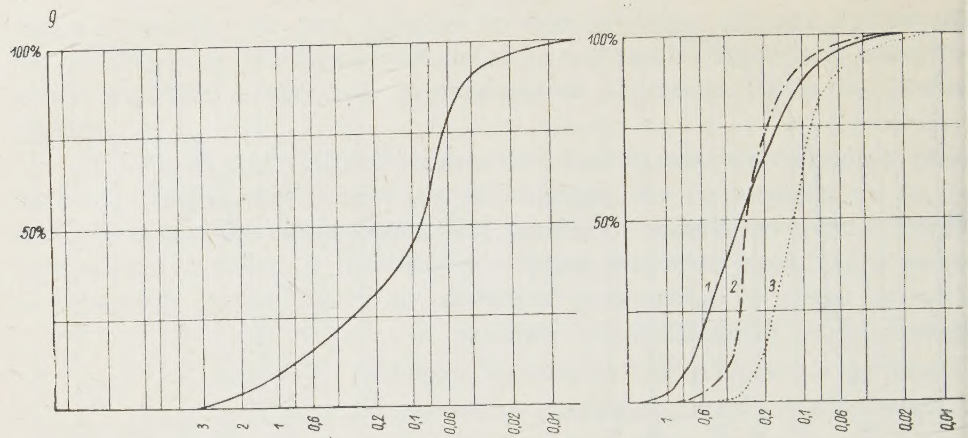


Fig. 2

Skład granulometryczny ławic o różnych typach warstwowania
Cyfry określają miejsce pobrania próbki w ławicy: *1* spąg, *2* środek, *5* strop

a piaskowiec jednorodny, ławica Skrzypny 1; *b* piaskowiec frakcjonowany, ławica Szaflary 10; *c* piaskowiec frakcjonowany, ławica Skrzypny 8; *d* piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, ławica Skrzypny 5; *e* piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, Szaflary 9, dolna część; *f* piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, ławica Szaflary 9, górna część; *g* żwirowce ilaste, Szaflary 11; *h* piaskowiec frakcjonowany, ławica Szaflary 7

Granulometric composition of beds with various types of bedding
Sites of sampling in the bed indicated by numbers: *1* base, *2* centre, *5* top

a homogeneous sandstone, Skrzypny 1 bed; *b* graded sandstone, Szaflary 10 bed; *c* graded sandstone, Skrzypny 8 bed; *d* bi-graded sandstone, Skrzypny 5 bed; *e* bi-graded sandstone, Szaflary 9 bed, bottom side; *f* bi-graded sandstone, Szaflary 9 bed, upper side; *g* argillaceous gravels, Szaflary 11 bed; *h* graded sandstone, Szaflary 7 bed

mane wyniki zostały przedstawione w postaci krzywych kumulatywnych na podziałce logarytmicznej (fig. 2).

Niejednokrotnie nie udało się uzyskać idealnego wydzielenia ziaren piasku. Mimo wielokrotnej krystalizacji w soli glauberskiej i trawieniu w kwasie solnym, obok pojedynczych ziaren pozostawał pewien procent agregatów złożonych z kilku do kilkunastu zlepionych ziaren. W takim przypadku każda frakcja była przeglądana pod lupą binokularną i obliczano z około 100-150 ziaren procent ziaren pojedynczych. Skorygowane w ten sposób wartości stanowiły podstawę do wykreślenia krzywych. Z każdej badanej ławicy pobierano od 2 do 4 próbek celem prześledzenia zmian w uziarnieniu w zależności od odległości od spągu ławicy.

Piaskowce frakcjonowane są przeważnie drobnoziarniste. Maksymalne rozmiary ziaren wahają się wprawdzie w granicach od 2-3 mm do 2-6 cm, ale ilość ławic zawierających otoczaki o znacznej średnicy jest

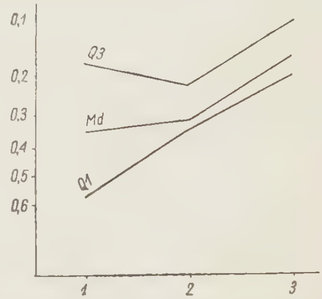
niewielka. Przeciętny rozmiar ziaren dla spągowej partii ławicy wynosi około 0,3 mm. W miarę jak posuwamy się w profilu ławicy ku górze maleje przeciętna średnica ziaren i jednocześnie ulega zmniejszeniu średnica maksymalna ziaren spotykanych na tym poziomie w ławicy.

Dobrze to uwidacznia fig. 3, na której przedstawione są średnice dla mediany pierwszej (Q1), trzeciej (Q3) oraz przeciętny rozmiar ziaren (Md)[1]

Fig. 3

Zmiana pierwszej i trzeciej mediany oraz przeciętnej średnicy ziarna w piaskowcach frakcjonowanych w zależności od odległości od spągu ławicy

Liczby na osi odciętych: *1* spąg, *2* środek, *3* strop ławicy: *Q1* pierwsza mediana, *Q3* trzecia mediana, *Md* przeciętny rozmiar ziaren



Changes in 1st and 3rd medians and in mean grain diameter of graded sandstones controlled by distance from bed bottom

Numbers on abscissa: *1* bottom side, *2* centre, *3* upper side of bed; *Q1* first median, *Q3* third median, *Md* mean grain diameter

w zależności od miejsca pobrania próbki w ławicy. W omawianym przykładzie (próbka Szaflary 7) rozmiar ziaren dla Q1 w spągu ławicy wynosił 0,6 mm, w środku 0,3 mm, w stropie 0,2 mm. Podobny przebieg wykazują pozostałe krzywe dla Md i Q3.

W przypadku warstwowania frakcjonalnego wielokrotnego (por. str. 7), maksymalne średnice ziaren w pojawiających się warstewkach materiału gruboziarnistego są tym mniejsze im dana warstewka zajmuje wyższe położenie w profilu ławicy (fig. 2 d, e, f, próbka Skrzypny 5, Szaflary 9 na fig. 23). Podobne obserwacje poczynił również M. Książkiewicz (1954).

Stopień wysortowania materiału obliczony wzorem Traska ($So = \sqrt{q_1/q_3}$ waha się w granicach od 1,16 do 2,8. Jest on w zasadzie lepszy w stropowych niż spągowych partiach ławic.

Poniższe zestawienie ilustruje wysortowanie i przeciętne średnice ławic warstwowanych frakcjonalnie.

---

[1] Mediana pierwsza (Q1) oznacza, że 25% ziaren w badanej próbce ma rozmiary większe niż wartość mediany. Mediana trzecia (Q3) podaje to samo dla 75%.

Tabela (Chart) 1
Wyniki analiz granulometrycznych piaskowców frakcjonowanych
Results of granulometric analyses of graded sandstones

Próbka (Sample)		Q1	Q3	Md_8	So	
Skrzypny	1-5	0,40	0,19	0,28	1,45	pc jednorodny (homogeneous sandstone)
	-2	0,40	0,29	0,30	1,16	
	-1	0,32	0,23	0,30	1,55	
Szaflary	10-3	0,20	0,08	0,13	1,56	
	-1	0,38	0,14	0,29	1,64	
Skrzypny	8-3	0,12	0,06	0,10	1,36	
	-2	0,20	0,07	0,14	1,67	
	-1	0,43	0,07	0,16	2,50	
Skrzypny	5-4	0,38	0,13	0,21	1,7	warstwowanie frakc. dwukrotne (bi-graded bedding)
	-3	1,3	0,28	0,65	2,8	
	-2	0,5	0,25	0,3	1,4	
	-1	1,8	0,4	0,9	2,6	
Szaflary	9-6	0,19	0,07	0,15	1,49	warstwowanie frakc. dwukrotne (bi-graded bedding)
	-5	0,35	0,08	0,16	2,11	
	-4	0,18	0,07	0,13	1,61	
	-3	0,25	0,07	1,15	1,81	
	-2	0,3	0,09	0,18	1,78	
	-1	0,18	0,07	0,10	1,55	
Szaflary	11	0,35	0,07	00,9	2,6	żwirowce ilaste (argillaceous gravels)

Uwaga: Druga cyfra w numeracji oznacza kolejność pobrania próbki w profilu ławicy zaczynając od spągu.

Note: Second numbers indicate order of sampling from section of bed beginning at bottom.

Według W. C. Krumbeina i F. J. Pettijohna (1938) współczynnik wysortowania piasków plażowych wynosi 1,22, a żwirów plażowych 1,13. W. C. Krumbein i L. L. Sloss (1955) podają, że dobrze wysortowane piaski morskie mają współczynnik wysortowania około 2,5, średnio 2,5 do 4, a źle wysortowane — powyżej 5. Jak wynika z powyższych danych, wysortowanie piaskowców frakcjonowanych we fliszu podhalańskim jest dobre. Być może nastąpiło ono podczas długiego transportu w prądzie zawiesinowym przez grawitacyjną selekcję.

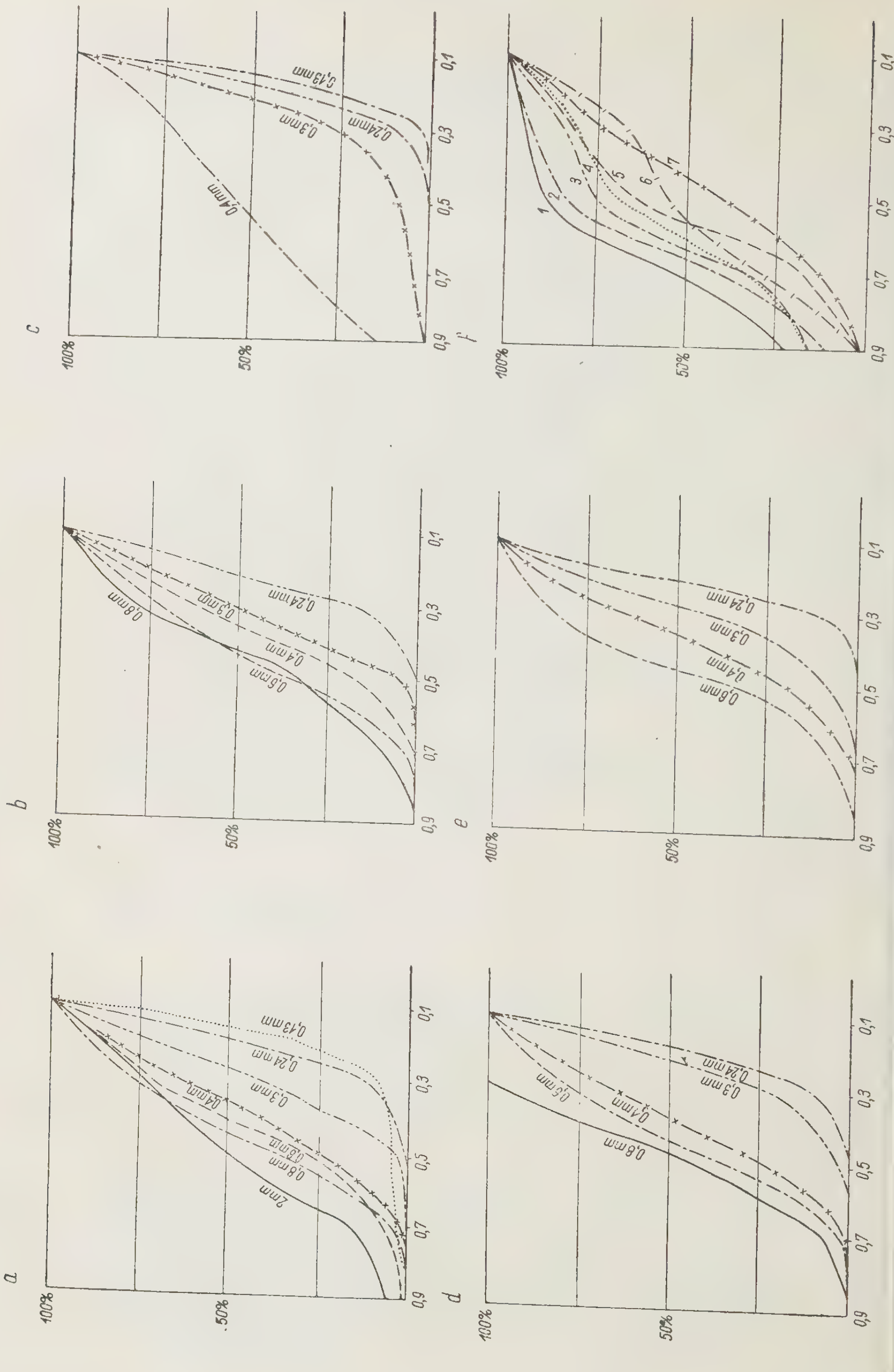
Powyższe przykłady dotyczą ławic spotykanych najczęściej we fliszu podhalańskim. O wiele rzadziej spotykamy ławice frakcjonowane o ziarnie grubym. Maksymalna średnica ziaren w ławicach tego typu wahała się w granicach kilku centymetrów (5-7 cm).

Osobne zagadnienie stanowią fragmenty łupków występujące w piaskowcach frakcjonowanych w rozmaitych położeniach w ławicy. Ich obecność jest jednym z argumentów przemawiających na korzyść teorii prądów zawiesinowych (Kuenen & Migliorini 1950). Łupki występujące jako otoczaki lub okruchy w piaskowcach fliszu podhalańskiego nie różnią się litologicznie od łupków rozdzielających ławice piaskowcowe. Kształty ich są zwykle nieregularne, krawędzie ostre. Spotykamy jednak również nagromadzenia fragmentów łupkowych o kształtach owalnych i zaokrąglonych krawędziach. Wymiary ich są bardzo różne i wahają się od ułamka centymetra do 100×80×80 cm w przypadku największego z obserwowanych. Zwykle są one ułożone równolegle do powierzchni warstwowania. Widoczna w nich oddzielność łupkowa jest niezależna od powierzchni uławicenia piaskowców, co przemawia za allochtonicznym pochodzeniem tych fragmentów. Mogą one być rozrzucone bezładnie w całym profilu ławicy, albo też grupują się w pobliżu jej spągu lub stropu (Dżułyński & Radomski 1955). Dwa ostatnie przypadki są znacznie częstsze niż pierwszy. Przypuszczam, że przyczyny takiego rozmieszczenia okruchów można szukać w rozmaitej gęstości i szybkości prądów odkładających materiał. Ciężar objętościowy łupków wynosi obecnie około 2. Jest to jednocześnie górna granica optymalnej gęstości prądów zawiesinowych, które posiadając dużą siłę transportową zachowują przy tej gęstości jeszcze znaczną ruchliwość i mogą się rozprzestrzeniać na znaczne odległości. W przypadku prądów o gęstości 2 lub zbliżonej łupki mogą sedymentować ostatnie, co jest dodatkowo ułatwiane przez ich płaskie kształty. W przypadku prądów o małej gęstości będą one wleczone po dnie i zgromadzą się w spągowych partiach ławicy.

Obtoczenie ziaren w piaskowcach frakcjonowanych

Przez obtoczenie rozumiemy stopień zmian w kształcie pierwotnym ziarna dokonanych podczas transportu w środowisku wodnym czy powietrznym. Jest ono w zasadzie niezależne od kulistości ziarna (sphericity), czyli wskaźnika zbliżenia jego obecnego pokroju do kształtu kulistego. Stąd też wiele ziaren dobrze obtoczonych może mieć niski współczynnik kulistości i na odwrót.

W pracy niniejszej posługiwano się przy sporządzaniu wykresów obtoczenia ziaren tablicą Krumbeina i Slossa (1955), którzy przyjmują 5 klas obtoczenia określonych cyframi 0,1, 0,3, 0,5, 0,7, 0,9. Cyfra 0,1 oznacza ziarna zupełnie ostrokrawędziste, a cyfra 0,9 obtoczone bardzo dobrze, które zatraciły zupełnie swój pierwotny kształt i mają wszystkie powierzchnie zaokrąglone.


a
b
c
d
e
f
100%
50%
0,1
0,3
0,5
0,7
0,9
2mm
0,8mm
0,6mm
0,4mm
0,3mm
0,24mm
0,13mm
1
2
3
4
5
6
7

Klasyfikacji dokonywano wizualnie pod lupą binokularną przez porównanie ziaren w badanej próbce z kształtami ziaren wzorcowych podanymi w tablicy. Metoda ta obarczona jest wprawdzie nieuniknionym błędem spowodowanym subiektywnością oceny, ma jednak tę zaletę, że jest bardzo prosta i w porównaniu z innymi metodami mechaniczno-matematycznymi pozwala na szybszą ocenę obtoczenia ziarna. Błąd oceny subiektywnej starano się usunąć przez stosunkowo dużą liczbę przeliczanych ziaren. Wahała się ona przeciętnie od 100 do 150 ziaren w jednej próbce.

W przypadku piaskowców frakcjonowanych, w których występują frakcje różniące się znacznie od siebie wymiarami, nie można mówić o stopniu obtoczenia przeciętnym dla całej ławicy. Obtoczenie bowiem zależy w dużej mierze od rozmiarów ziarna. Ziarna większe łatwiej na ogół ulegają obróbce podczas transportu niż drobne (Russel & Taylor 1936), dlatego też otrzymane wyniki przedstawiono na krzywych kumulatywnych osobno dla każdej frakcji (fig. 4 a-e).

Tabela (Chart) 2

Przeciętny stopień obtoczenia ziaren piasku w piaskowcach

Average degree of roundness of sand grains in sandstones

Średnica ziaren w *mm* (Grain diameter in *mm.*)		3	2	1,5	0,9	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3	0,24
Szaflary	7-3								0,55	0,22	0,18
	-2					0,42	0,44	0,36	0,36	0,31	0,22
	-1		0,51			0,46	0,40		0,37	0,28	0,19
Skrzypny	1-5						0,45		0,35	0,27	0,2
	-1					0,47	0,43		0,38	0,21	0,17
Skrzypny	8			0,42	0,25	0,24		0,23	0,20	0,1	0,1
Szaflary	11	0,5	0,35			0,30	0,26	0,40	0,20	0,2	0,1

Jak wynika z powyższej tabeli i wykresów stopień obtoczenia materiału w omawianych ławicach jest bardzo słaby.

W przypadku frakcji o średnicy 1,5-3 mm wyraża się on przeciętnie cyfrą 0,5 i spada bardzo szybko razem ze zmniejszaniem się rozmia-

Fig. 4

Obtoczenie ziaren piasku w piaskowcach (*a-e*) i łupkach (*f*)

Rounding of sand grains in sandstones (*a-e*) and shales (*f*)

a — Skrzypny 7-1, *b* — Skrzypny 7-2, *c* — Skrzypny 7-3, *d* — Skrzypny 1-1, *e* — Skrzypny 1-5; *f* — *1* Nowe Bystre, *2* Dol. Małej Łąki, *3* Sucha Woda, *4* Dol. Za Bramką, *5* Czarny Dunajec 17, *6* Dol. Za Bramką 2, *7* Szaflary 4

rów ziarna. Dla frakcji 0,6 mm wynosi on od 2,26 do 0,45, dla frakcji 0,3 mm już tylko 0,2-0,3 czyli, że większość ziaren o tych rozmiarach jest zupełnie ostrokrawędzista.

A. Cailleux (1943) podaje, że w przypadku typowych piasków morskich, co najmniej 30% ziaren o średnicy około 0,3 mm jest dobrze obtoczonych i posiada błyszczące powierzchnie. Analogiczne cyfry uzyskane dla piaskowców fliszowych (przeciętnie kilka procent) są o wiele niższe. Można przypuszczać, że piaski fliszowe przez stosunkowo krótki okres przebywały w strefie litoralnej basenu i szybko były redeponowane w głąb, znacznie poniżej zasięgu podstawy falowania. Materiał nie narażony na obróbkę przez kipiel morską mógł zachować ostre, nienaruszone krawędzie.

Stopień obtoczenia ziaren poszczególnych frakcji nie zależy od położenia próbki w profilu ławicy. Fakt ten zdaje się potwierdzać przypuszczenie, że piaskowce frakcjonowane powstały w czasie jednego, krótkotrwałego aktu sedymentacyjnego. W przypadku, gdyby frakcjonowanie miało być wynikiem zmian w nasileniu erozji na lądzie dostarczającym materiał, czy zmian w położeniu dna basenu sedymentacyjnego możnaby oczekiwać, że procesy te odbywające się w czasie długotrwałych cykli odzwierciedliłyby się w jakiś sposób również i w morfologii ziarna. Na przykład w przypadku pierwszym materiał spągowych gruboziarnistych partii ławic znoszony w stadium młodocianym rzeźby przyległego obszaru powinien być gorzej obtoczony niż bardziej drobnoziarnisty piasek znoszony przez rzeki w stadium dojrzałym, który przeszedł już długą ewolucję w czasie transportu itp.

Natomiast jest cechą bardzo charakterystyczną pojawienie się ziaren piasku o wysokim stopniu obtoczenia w łupkach przedzielających ławice warstwowane frakcjonalnie. W łupkach tych pojawia się niewielka (od kilkudziesięciu do kilkuset ziaren w próbce o wadze 0,2 kg) ilość piasku. Rozmiary ich wahają się w granicach od 0,2 do 0,7 mm, przeciętna ich średnica wynosi 0,3-0,4 mm. Średni stopień obtoczenia wyraża się cyfrą 0,5-0,6, są to więc ziarna obtoczone stosunkowo dobrze (pl. XXXVI, fig. 4f).

Różnice w obtoczeniu ziaren kwarcu w piaskowcach i łupkach występują jeszcze wyraźniej, jeżeli weźmiemy pod uwagę maksymalny stopień obtoczenia ziaren w obydwu osadach we wskaźnikowej frakcji 0,3-0,4 mm. W pierwszym przypadku najlepszy stopień obtoczenia wynosi wyjątkowo 0,7 a zwykle jest około 0,5% ziaren o tym obtoczeniu. Ziarna piasku pochodzące z łupków nawet przy tych niewielkich średnicach są zwykle dobrze obtoczone (stopień obtoczenia 0,7). Procent ziaren o obtoczeniu wyrażającym się cyframi 0,5-0,9 jest znaczny i dochodzi do 40-50%. Wiele z nich posiada powierzchnie gładkie i błyszczące. Ziarna najlepiej obto-

czone (0,9) mają bardzo często powierzchnie podziurkowane i matowe, co jest cechą charakterystyczną ziaren osadów eolicznych. Różnice w obtoczeniu ziaren piasku z piaskowców i łupków ilustruje fig. 5 i tab. 3.

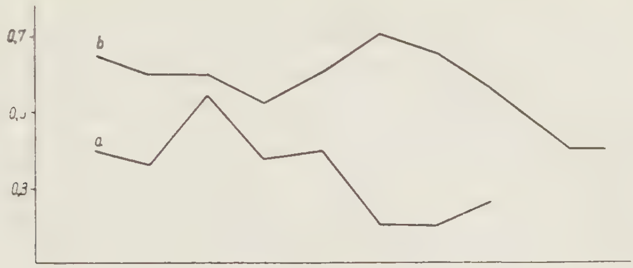


Fig. 5

Przeciętny stopień obtoczenia ziaren o średnicy około 0,5 mm w piaskowcach (*a*) i w łupkach (*b*) w różnych próbkach

Mean roundness degree of grains with 0.5 mm. diameter in sandstones (*a*), and shales (*b*) as seen in various samples

Tabela (Chart) 3
Obtoczenie ziaren kwarcu w łupkach
Roundnes of quartz grains in shales

Próbka — (Sample)	Stopień obtoczenia (degree of roundness)	Przeciętne rozmiary ziaren w *mm* (Average size of grains in *mm*)
Mała Łąka 1	0,65	0,4-0,8
„ „ 2	0,6	0,5-0,6
Za Bramką 1	0,6	0,4-1
„ „ 2	0,53	0,4-0,5
Sucha Woda	0,6	0,5-0,6
Nowe Bystre	0,7	0,6-0,8
Łapszanka 5	0,65	0,5-0,8
Cz. Dunajec 17	0,55	0,3-0,4
„ „	0,4	0,6-0,8
Szaflary 7	0,4	0,3-0,4
„ 13	0,1	0,5

Część łupków fliszowych, szczególnie łupki silnie zapiaszczone i związane z ławicami frakcjonowanymi niewątpliwie stanowią produkt końcowy sedymentacji prądów zawiesinowych (Dżułyński, Radomski & Ślączka 1957). Znaczna jednak część łupków jest osadem, który narastał powoli przez swobodne opadanie delikatnej zawiesiny ilastej. W tym typie osadów obecność ziaren kwarcu o niewielkich stosunkowo rozmiarach tłumaczyć można transportem przez powierzchniowe czy denne prądy morskie.

Część tego materiału, a szczególnie ziarna mające charakterystyczne dl piasków eolicznych powierzchnie — być może — została nawiana z przy ległego lądu.

Ziarna kwarcu w silnie spiaszczonych łupkach występujących w str pie ławic frakcjonowanych są w znacznej mierze obtoczone bardzo słab Otrzymane cyfry odpowiadają danym uzyskanym dla piaskowców (n Szaflary 13). Czasem jednak w stropowych partiach ławic piaskowcowyc pojawia się domieszka ziaren dobrze obtoczonych, wyraźnie różniącyc się jednak zabarwieniem i charakterem powierzchni od pozostałych (p Szaflary 7 frakcja 0,4 mm fig. 4c). Być może w osadach litoralnych nast piło wymieszanie się piasków morskich i eolicznych.

Orientacja ziaren w ławicach frakcjonowanych

Materiał wleczony po dnie przez prąd wody może otrzymać pew orientację kierunkową. E. C. Dapples i J. F. Rominger (1945) otrzyma w warunkach eksperymentalnych ułożenie dłuższych osi ziaren piask równoległe do kierunku prądu. W osadach fliszowych zwrócili uwagę orientację otoczaków P. H. Kuenen i H. W. Menard (1952), M. Książki wicz (1954) oraz T. Wieser (1954). Zjawisko to wykorzystał F. P. H. W. Ko stein (1954) do ustalenia kierunku transportu materiału w osadach kar bryjskich Walii mierząc ułożenie dłuższych osi ziaren o rozmiarach wię szych niż 1-2 mm.

We fliszu podhalańskim orientacja ziaren kwarcu ze względu niewielkie ich rozmiary jest w warunkach polowych trudna do stwie dzenia. Pomiary ułożenia ziaren robione na naszlifach w znacznej wię szości przypadków dały rezultaty ujemne.

Zorientowane ułożenie ziaren występuje przeważnie w piaskowca o znacznej ilości spoiwa, w którym ziarna większe tkwią niejako w mas złożonej z materiału drobnoziarnistego. Ławice zbudowane z ziarn d brze wysortowanych, w których ziarna są ściśle upakowane jedne pr drugich, orientacji zwykle nie wykazują. Ułożenie ziaren jest dachówk we, podobne do tego, jakie spotykamy w materiale żwirowym niesiony przez rzeki. Dłuższe osie ziaren pochylone są pod rozmaitymi kątami (śre nio 20°-35°) i w 80% — 90% w tym samym kierunku.

Celem znalezienia rzeczywistego kierunku nachylenia osi robio pomiary na dwóch prostopadłych do siebie naszlifach. Niewielka ilość p miarów nie pozwala na wysnucie wniosków o charakterze regionalny Otrzymane kierunki były bardzo różnorodne. Niejednokrotnie różniły od siebie znacznie nawet w dwóch sąsiednich ławicach (Skrzypny 1 nachylenie w kierunku NE, Skrzypny 105 ku S).

Być może stosunkowo drobny materiał zawdzięcza swe ułożenie turbulencjom w sunącym po dnie prądzie zawiesinowym.

Warstwowanie laminowane

Warstwowanie laminowane spotykane jest w osadach fliszu podhalańskiego bardzo pospolicie. Występuje ono przeważnie w ławicach cienkich. Najgrubsza obserwowana ławica laminowana mierzyła 60 cm miąższości, najczęściej jednak spotyka się z grubości znacznie mniejszą. Przeciętna z 220 pomierzonych ławic wykazała średnią wynoszącą 8,5 cm.

Miąższość ławic piaskowców laminowanych jest bardzo często niestała. Obserwujemy niejednokrotnie cienienie ławic, a niekiedy ulegają one zupełnemu wyklinowaniu.

Powierzchnie ławic o warstwowaniu laminowanym są z reguły płaskie. Powierzchnia dolna ostro odgranicza ławicę piaskowca od podścielającego łupku. W takich przypadkach bardzo często występują hieroglify zarówno organiczne jak i nieorganiczne. Hieroglify nieorganiczne są zwykle niewielkich rozmiarów. Przeważają drobne ślady pozostawione przez wleczone ziarna piasku i cienkie wałki hieroglifów wleczeniowych; niekiedy pojawiają się hieroglify prądowe. Tym niemniej, szczególnie na ławicach grubszych, obserwujemy również hieroglify wleczeniowe czy prądowe, których rozmiary nie ustępują hieroglifom tego typu spotykanym na ławicach frakcjonowanych.

Powierzchnia stropowa, o ile ławica nie uległa ruchom spływowym, jest również płaska. Może być ona ostra, podobnie jak powierzchnia spągowa, może też zaznaczać się tutaj stopniowe przejście od piaskowca w łupek i wtedy określenie granicy między sąsiadującymi ławicami łupku i piaskowca jest trudne.

Czasem takie stopniowe przejście istnieje również i w przypadku powierzchni spągowych. Wtedy mamy do czynienia z pewnym rodzajem warstwowania symetrycznego.

Laminacja wywołana jest powtarzaniem się w ławicy warstewek jasnych i ciemnych. Grubość ich jest dość różna i waha się w granicach od ułamka milimetra do 2-4 mm, a nawet może dochodzić do wielkości rzędu 1 cm. Tak grubo laminowane ławice spotyka się jednak bardzo rzadko.

Warstewki ciemne powstają przez nagromadzenie się większych ilości substancji ilastych i zwęglonego detrytusu roślinnego. W laminach ciemnych zwykle występują też dość obficie blaszki muskowitu. Muskowit i inne elementy posiadające osie wydłużone w jednym kierunku układają się równolegle do powierzchni warstwowania.

Piaskowce laminowane mają ziarna bardzo drobne. Ze względu n ich znaczną spoistość i zwięzłość nie udało się rozdrobnić ich do tego stop nia, by można było przeprowadzić sitową analizę granulometryczną. Wy kresy sporządzane wprost z pomiarów ziaren w płytkach cienkich po mikroskopem nie dają rzeczywistego obrazu częstotliwości występowani poszczególnych frakcji. Spowodowane jest to z jednej strony tym, ż w płytkach cienkich mierzymy jedynie pozorne średnice ziaren, z drugie

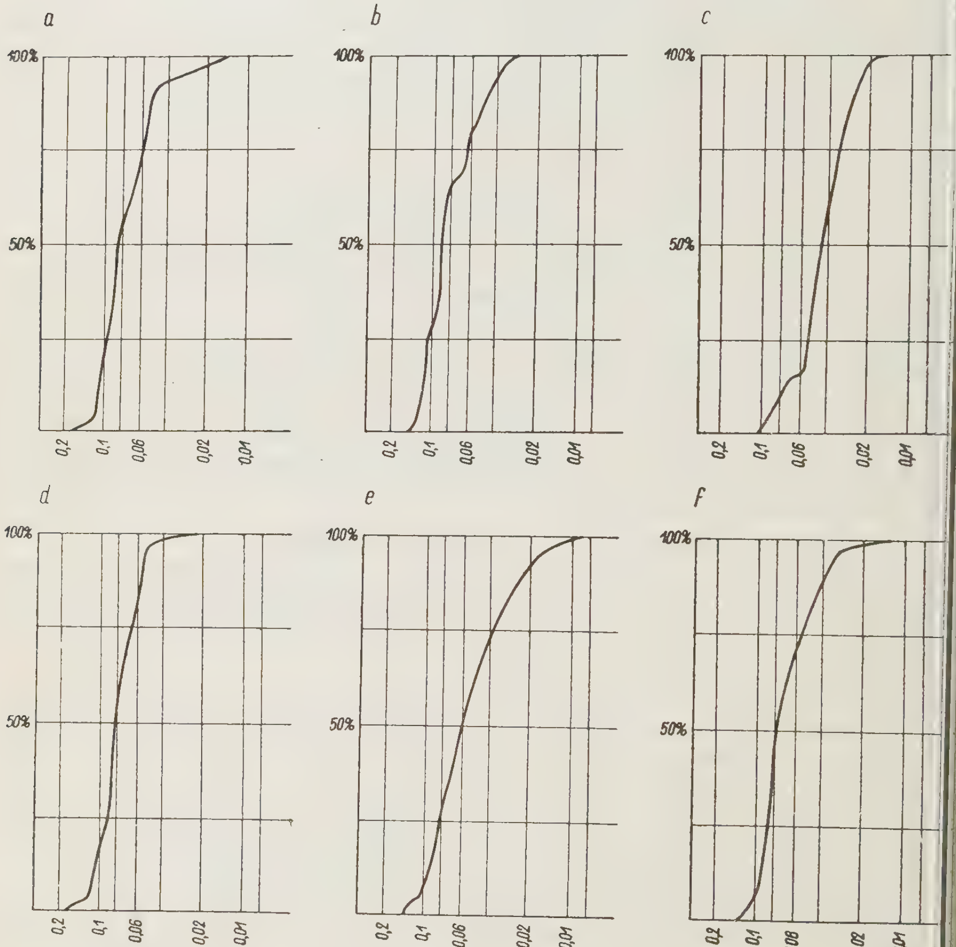


Fig. 6

Skład granulometryczny piaskowców laminowanych
Granulometric composition of laminated sandstones

a — Białka, *b* — Sucha Woda 1, *c* — Sucha Woda 111, *d* — Czarny Dunajec 1
e — Czarny Dunajec 18, *f* — Nowe Bystre 2

zaś różne jest prawdopodobieństwo natrafienia przez płytkę cienką na ziarno duże i małe. Istnieje kilka metod przeliczania wyników otrzymanych przez pomiar pozornych średnic w płytkach cienkich na średnice rzeczywiste. W pracy tej zastosowano metodę i tabele podane przez N. N. Greenmana (1951). Autor sprawdził podaną przez siebie metodę przez porównanie wyników otrzymanych z normalnej analizy sitowej i z płytek cienkich po przeliczeniu za pomocą wypracowanych przez siebie tabel. Uzyskał on daleko idącą zgodność wyników.

Na fig. 6 przedstawione są wykresy uziarnienia kilku wybranych typowych przykładów warstwowania laminowanego.

Tabela (Chart) 4
Wyniki analiz granulometrycznych piaskowców laminowanych
Results of granulometric analyses of laminated sandstones

	Q1	Q3	Md	So
Białka 1	0,1	0,057	0,085	1,22
Sucha Woda 1	0,055	0,030	0,045	1,35
„ „ 111	0,11	0,063	0,09	1,32
Cz. Dunajec 13	0,09	0,065	0,081	1,14
„ „ 18	0,085	0,04	0,065	1,45
Nowe Bystre 1	0,09	0,055	0,08	1,28

Przeciętne średnice ziaren wahają się w granicach 0,06-0,09 mm. Maksymalna wielkość ziaren w typowych piaskowcach laminowanych wynosi około 0,14 mm. Wysortowanie materiału jest dobre. Współczynnik wysortowania wynosi od 1,14 do 1,45.

Niestety nie można tych wyników porównywać bezpośrednio z danymi dla piaskowców frakcjonowanych. W przypadku tych ostatnich podstawą do obliczenia procentowego występowania poszczególnych frakcji była ich waga. Natomiast w przypadku piaskowców laminowanych podstawą była ilość ziaren danej wielkości.

W szlifie sporządzonym ze stropowej partii ławicy frakcjonowanej, która wykazywała niewyraźną laminację, otrzymano wymiary znacznie większe. Przeciętna średnica wynosiła 0,14 mm, a największe mierzone ziarna dochodziły do 0,4 mm. Współczynnik wysortowania nie odbiegał od pozostałych i wynosił 1,24.

Substancja ilasta, której nagromadzenia wywołują powstanie laminacji, występuje w postaci nieregularnego kształtu skupień wypełniających wolne przestrzenie między ziarnami kwarcu (pl. XXXVII, fig. 1). Skupienia te rozsiane są w całej ławicy. Ich większe nagromadzenia na

pewnych powierzchniach powodują powstanie laminy ciemnej. Dlatego te granice pomiędzy poszczególnymi laminami są nieostre.

Wyraźnie zarysowują się laminy wywołane nagromadzeniem substancji roślinnej, która zwykle jest ograniczona w takich przypadkach d lamin ciemnych.

W obserwowanych piaskowcach laminowanych nie stwierdzono gradacji ziarna ani w obrębie poszczególnych lamin, ani też nie zaznacza si różnica w wielkości ziarna w laminach jasnych i ciemnych.

W warstwowaniu laminowanym podobnie jak i w przypadku warstwowania frakcjonalnego wyróżniono szereg typów (Książkiewicz 1954).

Pospolicie występuje *laminacja gradacyjna*. W tym typie warstwowania laminy jasne cienieją ku stropowi, wzrasta stopniowo zawartoś substancji ilastej w laminach ciemnych i ławica stopniowo przechodz w łupek.

Równie często spotyka się we fliszu podhalańskim *warstwowanie różnolaminowe*. W tym typie warstwowania laminy ciemne i jasne różnej grubości występują w dowolnym następstwie.

Inne typy warstwowania laminowego występują bardzo rzadko.

Warstwowanie przekątne

Warstwowanie przekątne obok laminowanego jest typem najbardzie pospolitym we fliszu podhalańskim.

Występuje ono, tak jak i laminowane w ławiczkach cienkich, których grubość wyjątkowo dochodzi do 20-30 cm. Średnia miąższość ławic o tym typie warstwowania obliczona na podstawie ponad 200 pomierzonych ławic wynosi 3,5 cm. Grubość ławic nie jest stała. Bardzo często obserwujemy znaczne zmiany w ich miąższości zachodzące na przestrzeni zaledwi kilku metrów. Prawie w każdej odkrywce możemy spotkać ławice warstwowane przekątnie, które ulegają zupełnemu wyklinowaniu i zanikow

Laminy w warstwowaniu przekątnym są zwykle cienkie i swoim charakterem nie różnią się od lamin występujących na ławicach laminowanych równolegle. Obserwujemy wielokrotnie związek między tymi dwoma typami warstwowania. Bardzo często tworzą one rozmaite typy warstwowania złożonego (por. str. 24). Warstwowanie laminowane i przekątne występują nie tylko jedno nad drugim, ale zastępują się też boczni w jednej ławicy. W ławicy warstwowanej początkowo przekątnie nachylenie lamin staje się, w miarę jak ją śledzimy wzdłuż biegu, coraz mniejsze i warstwowanie przekątne przechodzi stopniowo w laminowane równoległe.

Wielkość ziaren, z których zbudowany jest ten typ ławic, jest teg samego rzędu, co w przypadkach ławic laminowanych równolegle. Ma

ksymalna wielkość pomierzona pod mikroskopem w płytkach cienkich wynosiła około 0,2 mm, a przeciętne rozmiary 0,06-0,09 mm.

Pakiety lamin warstwowania przekątnego są zwykle ścięte powierzchnią stropową ławicy. Kąt, pod jakim laminy są nachylone do powierzchni stropowej, w wyjątkowych przypadkach dochodzi do 30°, a przeważnie jest mniejszy i zawiera się w granicach 15-20°. Do powierzchni spągowej ławicy laminy dochodzą stycznie i dlatego tworzą w przekroju linię wygiętą, zwróconą wklęsłością ku górze. Najczęściej w ławicy warstwowanej przekątnie występuje jeden pakiet lamin pochylonych równolegle. Powierzchnia spągowa nie wykazuje zwykle śladów działalności erozyjnej w momencie powstawania ławicy. Powierzchnie stropowe i spągowe są zwykle równe i do siebie równoległe. Na powierzchniach spągowych występują nieraz liczne hieroglify nieorganiczne, zwykle ślady wleczenia piasku i drobne hieroglify pochodzenia organicznego.

Wyżej opisany typ warstwowania przekątnego jest najczęstszy we fliszu podhalańskim; inne występują znacznie rzadziej.

Spotykamy też warstwowanie przekątne z laminami prostymi ułożonymi torrencjalnie, dochodzącymi pod kątem zarówno do stropu jak i do spągu ławicy (fig. 7).

Niekiedy w skład ławic wchodzi kilka pakietów lamin. Wtedy są one zwykle soczewkowate, a powierzchnie spągowe wyższych pakietów ścinają niezgodnie strop pakietów leżących niżej.

W rzadkich przypadkach spotykamy ławice warstwowane przekątnie, w których laminy zachowały swoje stropowe partie i dochodzą stycznie nie tylko do powierzchni spągowych, ale również i do stropu (fig. 8).

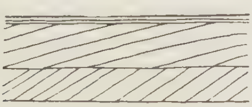


Fig. 7
Warstwowanie przekątne torrencjalne
Torrential cross bedding

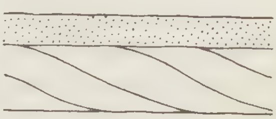


Fig. 8
Warstwowanie przekątne z zachowaną górną częścią lamin
Cross bedding with preserved topset laminae

W przykładzie przedstawionym na rysunku ponad partią warstwowaną przekątnie występuje cienka warstewka piaskowca jednorodnego, której osadzenie — być może — uchroniło dolną część ławicy od erozji.

Jak można wnioskować ze stosunkowo nieznacznego pochylenia lamin i niewielkich rozmiarów ziaren tworzących tego rodzaju ławice, prądy, którym zawdzięczają one swe pochodzenie, nie były prawdo-

podobnie silne. Porównując wielkości ziaren w nich występujące z wykresami Ch. Nevina (1946) i Hjulstroma (1936) podającymi szybkość potrzebną do poruszenia materiału o określonej wielkości otrzymujemy szybkości prądów rzędu 20-30 cm/sek. (Książkiewicz 1954).

Warstwowanie złożone

Trzy zasadnicze typy warstwowań spotykane we fliszu podhalańskim — frakcjonalne, laminowane i przekątne mogą budować ławice piaskowców albo samodzielnie, albo też występują w jednej ławicy wspólnie, tworząc rozmaite kombinacje warstwowań złożonych.

Teoretycznie ilość możliwych kombinacji jest duża. W praktyce spotykamy najczęściej zaledwie kilka typów warstwowań złożonych przedstawionych na fig. 9.

Warstwowanie frakcjonalne występuje najczęściej wspólnie z laminowanym mułowcem i przechodzi w łupek. W łupku widać niekiedy jeszcze drobnoziarnista część posiada mniej lub bardziej wyraźną laminację. Laminy w takich przypadkach są zwykle dość grube (do kilku mm), podkreślone niekiedy przez płytową oddzielność piaskowca. W miarę posuwania się ku górze ławicy laminy jasne stają się coraz cieńsze, ziarno ich maleje i zwiększa się ilość substancji ilastej. Piaskowiec staje się laminowanym. Spotykamy liczne ławice frakcjonowane, których stropowa smugi piaszczyste, które giną w niewielkiej odległości od stropu ławicy. Ślady zapiaszczenia, bez wytwarzania struktur laminowych, widoczne są nieraz w pakiecie łupkowym bardzo wysoko.

Inne kombinacje warstwowania frakcjonalnego z laminowanym, jak również i z przekątnym spotykane są rzadko. Niekiedy np. w stropowych partiach ławic frakcjonowanych zaznacza się warstwowanie przekątne. Zazwyczaj jest ono ścięte przez powierzchnię stropową ławicy, na której leżą wtedy łupki dość ostrą granicą. W kilku przypadkach zaobserwowano, że nad partią ławicy warstwowaną przekątnie występował jeszcze mułowiec laminowany i wtedy przejście do łupku leżącego wyżej odbywało się stopniowo.

W jednym przypadku warstwowanie laminowane występowało w najniższej partii ławicy, a dopiero wyżej pojawiał się materiał gruby zaczynający frakcjonowaną jej część.

Warstwowanie laminowane występuje również w stropowych partiach ławic jednorodnych. Wyjątkowo zakończenie ławicy jednorodnej może stanowić warstwowanie przekątne.

Najczęściej spotykamy warstwowanie złożone, w skład którego wchodzi warstwowanie laminowane i przekątne. Zwykle dolna część ławicy

jest wtedy warstwowana przekątnie. Skośnie ułożone warstewki są ścięte przez laminy poziome tworzące górną część ławicy. Warstwowanie przekątne i laminowane może powtarzać się wielokrotnie w jednej ławicy. W takim przypadku zakończenie ławicy stanowi albo warstwowanie przekątne albo laminowane.

Mniej często spotykany jest przypadek odwrotny, w którym dół ławicy ma warstwowanie laminowane, a góra jest warstwowana przekątnie.

We fliszu podhalańskim nie występuje typowe warstwowanie krzyżowe. W nielicznych przypadkach obserwowano ławice, w których pakiety lamin pochylone były w różnych kierunkach. Niestety okazy były tego rodzaju, że trudno było stwierdzić, czy przedstawiały one rzeczywiste, czy też pozorne warstwowanie krzyżowe, wywołane przez nakładanie się na siebie układających się w różnych kierunkach lamin warstwowania przekątnego.

Zaobserwowano cztery kombinacje wymienionego typu warstwowania z warstwowaniem przekątnym jednokierunkowym i laminowanym.

Pakiety zawierające laminy pochylone w różnych kierunkach występowały na przemian z warstwowaniem laminowanym, przy czym ławica zaczynała się warstwowaniem laminowanym.

Tego typu warstwowanie przekątne zakończało ławicę, której dół był warstwowany przekątnie w jednym kierunku, a środek miał warstwowanie laminowane.

W innej ławicy przy tym samym układzie warstwowań, nad warstwowaniem „różnokierunkowym" występowało jeszcze po raz drugi warstwowanie przekątne i laminowane, które zakończało ławicę.

Znana jest również następująca kombinacja warstwowań poczynając od dołu ławicy: warstwowanie przekątne, laminowane, pakiety lamin pochylone w różnych kierunkach, warstwowanie laminowane.

Te typy warstwowań złożonych obserwowane były w jednym, najwyżej 2-3 przypadkach.

We wszystkich opisanych przykładach laminy warstwowania przekątnego dochodzą stycznie do dolnej powierzchni warstwy.

Na fig. 9 przedstawiona jest częstość występowania poszczególnych typów warstwowań prostych i złożonych w warstwach chochołowskich. Zrobiono wykresy dla wschodniej i zachodniej części obszaru oraz dla całości. Widzimy, że krzywe wszystkich tych trzech wykresów przedstawiają się bardzo podobnie. Pozwala to wnioskować o znacznej jednostajności warunków sedymentacyjnych w tej części basenu fliszowego.

Na podkreślenie zasługuje wysoki procent ławic o warstwowaniu laminowanym (39%); drugie miejsce zajmuje warstwowanie przekątne

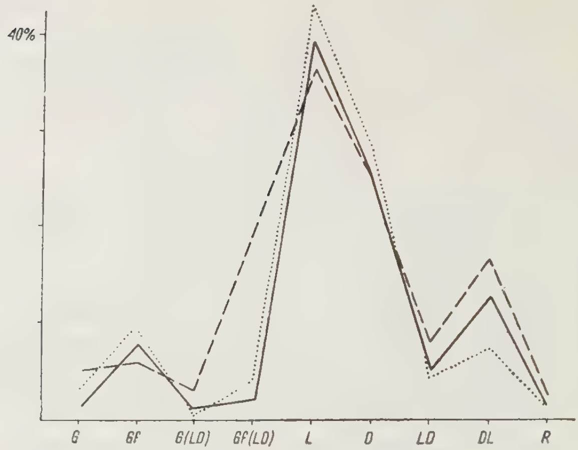


Fig. 9

Częstość występowania ważniejszych typów warstwowań

Linia ciągła — na całym Podhalu, linia przerywana — w jego zachodniej części, linia kropkowana — we wschodniej części Podhala. *G* warstwowanie frakcjonalne, *Gf* warstwowanie jednorodne, *L* warstwowanie laminowane, *D* warstwowanie przekątne, *R* różne typy warstwowań. Oznaczenia dwuliterowe oznaczają warstwowanie złożone. Litera pierwsza określa typ warstwowania w dolnej, druga i następna w górnej części ławicy. Litery w nawiasach oznaczają połączenia danych typów warstwowania z warstwowaniem głównym bez oznaczenia kolejności

Frequency of occurrence of the chief types of bedding

Continuous line — throughout the Podhale area, broken line — western part of Podhale, dotted line — eastern part of Podhale
G graded bedding, *Gf* homogeneous bedding, *L* laminated bedding, *D* cross bedding, *R* various types of bedding. Composite bedding indicated by double lettering. The first letter shows the bottom type of bedding the following that in top of bed. Letters in parenthesis indicate association of the particular types of bedding to the main type without sequence

(25%). Spośród warstwowań kombinowanych najbardziej pospolite jest warstwowanie złożone z warstwowania przekątnego na dole i laminowanego na górze (12%); przypadek odwrotny jest rzadszy (5%). Spośród warstwowań frakcjonalnych najczęstsze jest warstwowanie jednorodne (8%), przy czym trzeba pamiętać, że pewna część tych piaskowców ma prawdopodobnie minimalną gradację materiału nie dającą się stwierdzić w warunkach polowych. Ławice o wyraźnej strukturze frakcjonowanej stanowią stosunkowo nieznaczny odsetek około 1%. W sumie ławice frakcjonowane stanowią około 11% wszystkich ławic.

Powyższe dane statystyczne opierają się na obserwacji około 800 ławic pomierzonych wzdłuż Czarnego Dunajca na zachodzie oraz Białki, Porońca i Suchej Wody we wschodniej części Podhala.

HIEROGLIFY NIEORGANICZNE

Hieroglify wleczeniowe (groove-casts, drag-marks)

Hieroglify wleczeniowe występują na spągowych powierzchniach ławic głównie warstwowanych frakcjonalnie i jednorodnych. Spotyka się je jednak również i na ławicach o innych typach warstwowań. Stanowią one prostolinijne wałki, ostro odgraniczone od pozostałej powierzchni ławicy. Wysokość wałków wynosi od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. W tych samych granicach waha się ich szerokość. Na powierzchni omawianych form występują niekiedy ostro zarysowane grzbieciki (pl. XXXVIII, fig. 1).

W zakończeniach tych hieroglifów można znaleźć niekiedy tkwiące fragmenty łupków lub zwęglone resztki roślinne. Te ostatnie są to przeważnie kilkucentymetrowej długości ułamki gałązek tworzące niejako przedłużenie hieroglifu. Ułożenie to podkreśla prądowy charakter tych struktur (pl. XXXVIII, fig. 2).

Hieroglify tego typu powstają przez wleczenie po dnie przez prąd zawiesinowy twardych przedmiotów (Dżułyński & Radomski 1955). W przypadkach stwierdzonych we fliszu podhalańskim były to właśnie wymienione wyżej fragmenty łupków i ułamki drewna.

P. H. Kuenen (1957b) wyraził przypuszczenie, że tego rodzaju formy powstają raczej podczas osuwisk podmorskich. Otrzymał on podobne struktury podczas doświadczeń nad spływami podwodnymi. Niewątpliwie pewna część hieroglifów określana obecnie mianem hieroglifów wleczeniowych mogła powstać i na tej drodze. Autor obserwował płaszczyznę poślizgu niewielkiego osuwiska na brzegu Cichej Wody w Murze, gdzie rzeczywiście wytworzyły się bruzdy bardzo podobne do hieroglifów wleczeniowych. Szereg faktów przeczy jednak osuwiskowemu pochodzeniu większości hieroglifów wleczeniowych występujących na piaskowcach fliszu podhalańskiego.

Hieroglify wleczeniowe występują najczęściej w towarzystwie hieroglifów prądowych i to w taki sposób, że trudno jest przyjąć erozję dna w jednym miejscu przez prąd, a w drugim przez osuwisko. Współczesność bowiem powstawania hieroglifów obu tych typów nie może budzić wątpliwości.

Hieroglify uderzeniowe

Wiele zakończeń hieroglifów wleczeniowych wskazuje na znaczny impet, z jakim uderzały o dno przedmioty pozostawiające ślady wleczenia. Zakończenia te przedstawiają się jako krótkie (1-3 cm) wałki, często z charakterystycznymi dla hieroglifów wleczeniowych karbami na powierzchni. Jeden koniec wałka zlewa się z resztą powierzchni piaskowca, grzbiet samego wałka wznosi się szybko do góry i jest ostro obcięty u drugiego końca płaszczyzną zwykle prawie prostopadłą do powierzchni ławicy i osi hieroglifu. Dalej za hieroglifem powierzchnia ławicy jest zupełnie gładka (pl. XXXVIII, fig. 1). Formy te powstają przez uderzenie twardego przedmiotu o dno, po czym zostaje on wyrzucony z utworzonej przez siebie bruzdy i uniesiony dalej (Dżułyński & Radomski 1955). Aby wytworzyć tego rodzaju formy, które można określić mianem hieroglifów „uderzeniowych", niesione w prądzie przedmioty musiały mieć znaczną szybkość. Wątpliwe jest czy mogły nabyć ją one w osuwisku. Strome wzniesione zakończenia hieroglifów uderzeniowych są zawsze skierowane ku wschodowi a więc w kierunku, w którym płynęły prądy w basenie podhalańskim (por. str. 33), zgodnie z podanym wyżej wyjaśnieniem.

Można przypuszczać, że występujące na ławicach pojedyncze hieroglify, szczególnie w przypadku form dużych, przy braku struktur prądowych powstawały w sposób opisany przez P. H. Kuenena (1957b). Rozpoznanie jednak w każdym konkretnym przypadku genezy hieroglifu będzie niewątpliwie jednak trudne.

Hieroglify prądowe (flute casts)

Hieroglify prądowe, podobnie jak i poprzednio opisane, występują na spągowych powierzchniach ławic. Przedstawiają się one w postaci podłużnych wałków, rozszerzających się wachlarzowato w jednym kierunku i w tym kierunku zlewających się stopniowo z powierzchnią skały. Przeciwny koniec hieroglifu stanowi natomiast wyraźnie zarysowane nabrzmienie, mające nieraz nawet podwieszone ścianki. Wysokość hieroglifu w tym miejscu waha się od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Długość ich wynosi od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Niejednokrotnie jak to podkreśla M. Książkiewicz (1954), hieroglify tego typu są zakrzywione. Wtedy po zewnętrznej stronie łupku ścianki są bardziej strome nawet przewieszone, a po wewnętrznej bardziej płaskie.

Genezą tego typu hieroglifów zajmowało się wielu autorów (Gürich 1933, Häntzschel 1935, Richter 1935, 1936, 1937, Kieslinger 1937, Rücklin 1938, Rich 1950, Książkiewicz 1954, Prentice 1956). Powstają one w wy-

niku erozji dna zaścielonego materiałem stosunkowo jeszcze miękkim, ale już na tyle spoistym, że nie dochodzi do zatarcia się powstałych śladów.
Hieroglify te wykazują dość dużą różnorodność kształtów.

Typ płaski. — Hieroglify o kształcie typowych hieroglifów prądowych, słabo zaznaczające się na powierzchni ławicy o wysokości nie przekraczającej kilku (3-4 mm) milimetrów, o powierzchniach płaskich. Hieroglify te nie posiadają zgrubienia początkowego.

Typ „normalny". — Został on już opisany na wstępie, występuje najczęściej. Niekiedy daje się zauważyć pewien związek między wielkością hieroglifów a grubością ławicy, na spągu której one występują (Książkiewicz 1954). Zależność ta nie jest regułą i niejednokrotnie nawet na ławicach o znacznej grubości spotykamy formy niewielkie. Natomiast na ławicach cienkich na ogół nie występują formy duże (pl. XXXIX, fig. 1).

Typ „podkówkowy". — Na ławicach grubych, w towarzystwie hieroglifów prądowych normalnych, zwykle o dużych wymiarach, występuje typ hieroglifów o kształcie zbliżonym do kształtu podkowy. Są to formy duże, o wysokości dochodzącej do kilku centymetrów (3-5 cm), długości rzędu kilkunastu, częściej dwudziestu-trzydziestu centymetrów. Hieroglif podkówkowy zaznacza się podobnie jak normalny wyraźnie zarysowanym wzniesieniem początkowym, które następnie rozszerza się wachlarzowo. Po środku rozszerzenia zaznacza się depresja szybko zlewająca się z powierzchnią ławicy. Depresja ta jest ograniczona dwoma zgrubieniami, które biegną od wzniesienia początkowego w postaci dwóch ramion podkowy i zlewają się znacznie dalej z powierzchnią ławicy (fig. 10).



Fig. 10
Typ „podkówkowy" hieroglifów prądowych
"Hoof-like" flute cast

Stosunkowo rzadziej występują formy które powstały prawdopodobnie przez zlanie się szeregu form mniejszych. Postępująca erozja poszczególnych hieroglifów doprowadziła do połączenia ich ze sobą i w ten sposób powstają formy nieregularne, zwykle znacznie większe od znajdowanych pojedynczych hieroglifów (fig. 11).

Według H. Rücklina (1938) omawiane typy hieroglifów powstają na skutek selekcyjnej erozji prądowej na ilastym dnie. Prąd, początkowo

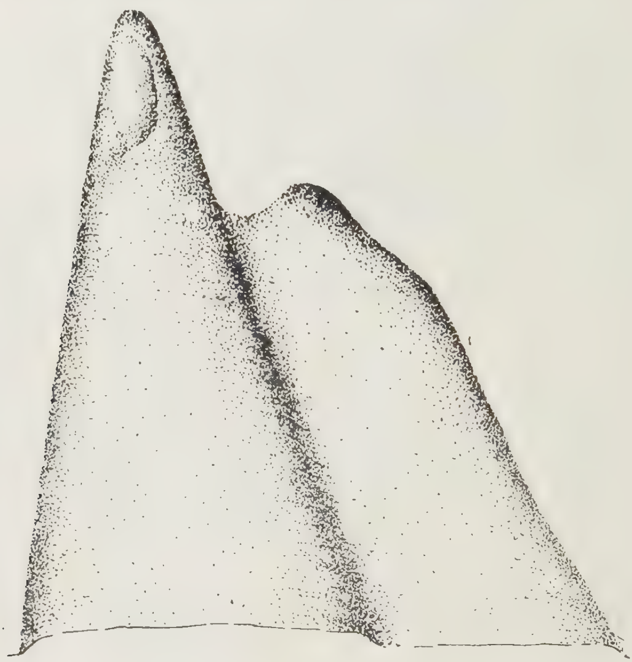


Fig. 11
Hieroglif prądowy, który powstał przez połączenie się kilku hieroglifów tego typu
Flute cast formed by fusion of several casts of this type

laminarny, wymywa mniej odporne partie osadu, tworząc w pierwszym stadium płaskie formy hieroglifów prądowych. Podczas dalszego wymywania za wyniosłościami zbudowanymi z bardziej odpornego osadu zaczyna się intensywna erozja słabnąca stopniowo w miarę oddalania się od przeszkody. Powstają wtedy hieroglify prądowe normalne. Przy wzrastającej w dalszym ciągu sile prądu zaczynają się tworzyć hieroglify podkówkowe, lub też poszczególne hieroglify łączą się ze sobą dając niezbyt głębokie a szerokie depresje erozyjne.

Hieroglify prądowe powstają podobnie jak powszechnie spotykane drobne formy erozyjne tworzące się w prądzie za twardymi przedmiotami

leżącymi na jego drodze. Mimo masowego występowania hieroglifów prądowych na niektórych ławicach, przedmioty te nie zostały do tej pory zidentyfikowane. Przemawiałoby to na korzyść tezy Rücklina, że rolę owych „twardych przedmiotów" grały odporniejsze partie osadu.

W niektórych przypadkach hieroglify zbliżone swym wyglądem do hieroglifów podkówkowych powstały przez omywanie przedmiotów leżących na dnie. Są to rzeczywiste *„ślady opływania"*. W dwóch przypadkach udało się znaleźć ślady opływania, w którego ramionach tkwiły kilkucentymetrowej wielkości fragmenty łupkowe (pl. XXXIX, fig. 2).

Są to formy niewielkie, których wysokość nie przekracza 3-5 mm, a szerokość odchodzi do 3-4 cm. Wałek tworzący podkowę i zamykający fragment łupku jest wyraźnie odgraniczony od reszty ławicy. Szerokość jego zmienia się od 5 mm na szczycie podkowy do 15 mm w miejscu, gdzie dwa ramiona łączą się ze sobą po opłynięciu łupku. Nie tracą jednak swej indywidualności i biegną dalej równolegle do siebie rozdzielone wąską bruzdą w miejscu ich zetknięcia. Kształt hieroglifu i położenie fragmentu łupkowego jest identyczne z podobnymi strukturami powstającymi w płynącej wodzie współcześnie.

Ślady tarcia piasku o dno

Na spągowych powierzchniach piaskowców spotyka się często delikatne wałeczki 1-2 cm długości i 1-2 mm wysokości. Mają one kształt wyprostowanego przecinka. Jeden ich koniec jest cienki i zlewa się z powierzchnią ławicy, przeciwny jest trochę szerszy, grubszy i zwykle wyraźniej zarysowany (pl. XXXVII, fig. 2). Grubsze końce tych hieroglifów są skierowane zawsze w kierunku płynięcia prądu ustalonego na podstawie występujących na tej samej ławicy hieroglifów prądowych. W kilku przypadkach udało się znaleźć w tych zakończeniach ziarna piasku.

Wydaje się, że formy te powstają przez uderzanie o dno niesionych prądem ziaren piasku. W niektórych przypadkach ziarna po zetknięciu się z osadem tracą szybkość i pozostawiwszy ślad swej drogi na dnie pozostają w osadzie. Częściej jednak zostają uniesione prądem dalej.

Struktury na górnej powierzchni ławic

Stropowe powierzchnie ławic piaskowcowych we fliszu podhalańskim są na ogół pozbawione hieroglifów. Wiąże się to z mechanizmem powstawania ławic piaskowcowych. Gromadzenie się osadu ilastego na powierzchni ławicy piaszczystej odbywa się albo bardzo wolno, albo też nagle, prawie współcześnie z piaskowcem. W obu przypadkach warunki zachowania się hieroglifów stropowych są niekorzystne (Dżułyński & Kinle 1957).

W jednym przypadku w warstwach chochołowskich odsłoniętych w Czarnej Górze w Białce Tatrzańskiej znaleziono „hieroglify" stropowe. Na ściętej skośnie powierzchni drobnoziarnistego piaskowca występowały rysy utworzone przez przysypanie jej trochę grubszym materiałem, ułożone w dwie smugi przecinające się pod kątem około 30°.

Wyjaśnienia tego zjawiska dostarczyła obserwacja przyboju fali na plaży piaszczystej Bałtyku dokonana wspólnie z dr S. Dżułyńskim. Powrotna fala spływająca z powrotem z plaży do morza, wlokąc za sobą grubszy materiał pozostawiała identyczne z obserwowanymi na Czarnej Górze delikatne smugi na piasku ułożone poprzecznie do linii brzegowej. Następna fala niszczyła wytworzone struktury. W omawianym przypadku nie może naturalnie być mowy o ruchu materiału pod wpływem przyboju fal. Tym niemniej analogia obu zjawisk pozwala przypuszczać, że i te smugi powstały na skutek wleczenia ziaren piasku prądem dennym, który spowodował jednocześnie erozję w obrębie ławicy piaskowcowej.

KIERUNKI TRANSPORTU MATERIAŁU

Kierunki transportu materiału w basenie fliszowym zostały wyznaczone na podstawie hieroglifów prądowych i wleczeniowych oraz warstwowania przekątnego.

Na pierwsze miejsce wysuwają się hieroglify prądowe. Ich osie podłużne wskazują kierunek płynięcia prądu a ponadto ostre wybrzuszone zakończenia wskazują stronę, z której płynął prąd.

Jeżeli upad warstw nie przekraczał 20°, pomiaru dokonywano wprost na ławicy za pomocą kompasu. W przypadku ławic pochylonych bardziej stromo, mierzono kąt zawarty pomiędzy linią biegu a kierunkiem hieroglifu. Następnie przez obrót modelu ławicy dookoła linii biegu jako osi sprowadzono ją do położenia poziomego i odczytywano rzeczywisty kierunek. Na wielu ławicach hieroglify prądowe występują masowo. Mierzono wtedy tylko jeden kierunek „średni", jeżeli hieroglify były uszeregowane mniej więcej równolegle. Jeśli natomiast na ławicy występowało dwa czy więcej kierunków wyraźnie różniących się od siebie, mierzono je oddzielnie.

Jak wynika z wykresów (fig. 12), jak również z mapy kierunków hieroglifów (fig. 23), istnieje daleko idąca ich zgodność w różnych poziomach stratygraficznych na całym badanym obszarze basenu podhalańskiego. Podobne obserwacje dla innych obszarów fliszowych przytaczają J. C. Crowell (1955), E. ten Haaf (1957) i J. L. Rich (1950).

W przeważającej ilości przypadków (50-80%) kierunki hieroglifów prądowych zawarte są między azymutami 70-100°. Ich ostre zakończenia

zwrócone są w kierunku zachodnim. Ogólnie rzecz biorąc prądy w basenie podhalańskim płynęły więc mniej więcej równoleżnikowo z zachodu na wschód.

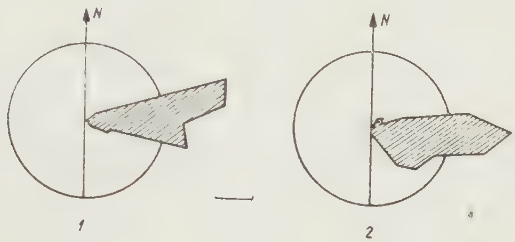


Fig. 12

Kierunki hieroglifów prądowych

1 w zachodniej części Podhala, *2* we wschodniej części Podhala. Odcinek oznacza jeden pomiar

Orientation of flute casts

1 in western Podhale area, *2* in eastern Podhale. Each sector indicates one measurement

Na obszarze zachodniego Podhala od granicy państwa po linię potoków Leśnica-Poroniec występuje wyraźna przewaga kierunku 70-80° z południowego zachodu. Na wschód od tej linii hieroglify przyjmują wyraźnie równoleżnikowy kierunek (fig. 12 i 23).

Wzdłuż północnej granicy fliszu podhalańskiego występują kierunki odmienne od powszechnie spotykanych na całym obszarze Podhala. W kilku przypadkach (w potoku Łapszanka) pojawiają się hieroglify skierowane ze wschodu. Mimo silnego zaburzenia warstw na tym obszarze nie można kłaść tego faktu na karb przemieszczeń tektonicznych, ponieważ w sąsiedztwie obserwowano częstokroć kierunki z zachodu jak wszędzie. Raczej należałoby przypuszczać, że w rejonie tym nastąpiły lokalne zmiany w kierunku prądów, być może wywołane bliskością podwodnego wału, jaki stanowił w tym czasie pas skałkowy.

Hieroglify wleczeniowe wskazują w zasadzie tylko oś kierunku płynięcia prądu. Na podstawie samych tylko hieroglifów wleczeniowych nie można określić strony świata, z której płynął prąd. Mogą więc one stanowić jedynie uzupełnienie wyników otrzymanych na podstawie hieroglifów prądowych.

Kierunki hieroglifów wleczeniowych w ogólnych zarysach są te same co i hieroglifów prądowych. Obserwuje się tu również znaczną przewagę azymutów zawartych pomiędzy 70/250° a 100/280° (60-80%).

Na obszarze zachodniego Podhala w wyżej podanych granicach po-
siadają one kierunki mniej więcej równoleżnikowe. Na wykresach (fig. 13
zaznaczają się dwa maksima rozłożone symetrycznie wokół kierunku
wschód-zachód dla 70/250° i 100/280°. Natomiast we wschodniej częśc

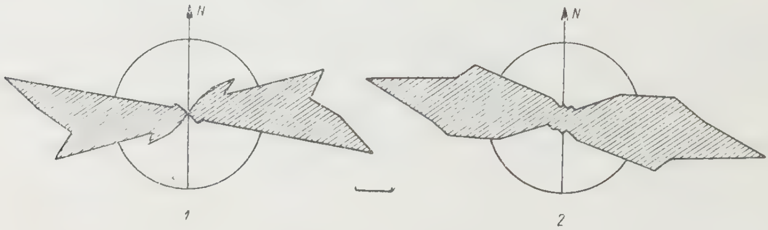


Fig. 13

Kierunki hieroglifów wleczeniowych, oznaczenia jak na fig. 12
Orientation of drag casts. Legend as in fig. 12

Podhala przeważa kierunek 100/280°, istnieje więc tendencja do odchy
lania się od kierunku równoleżnikowego ku południowi (fig. 23). Jes
rzeczą charakterystyczną, że kierunki hieroglifów wleczeniowych na ob
obszarach są lekko odchylone ku południowi w stosunku do hieroglifów
prądowych (por. fig. 12 i 13).

W kilku przypadkach zauważono również wśród hieroglifów wlecze
niowych kierunki niespotykane na ogół na badanym obszarze. W Potok
Trybszańskim przy jego ujściu do Białki, w Białce i we wsi Jaworzyn
występują kierunki południkowe.

Kierunek płynięcia prądu wskazują również drobne hieroglify po
wstałe przez wleczenie ziaren piasku czy innych drobnych przedmiotów
po dnie. Grubsze końce tych hieroglifów skierowane są w stronę, w któ
rą płynął prąd (por. str. 31). I w tym przypadku zaznacza się wyraźn
przewaga kierunku równoleżnikowego, z transportem materiału z za
chodu (fig. 14).

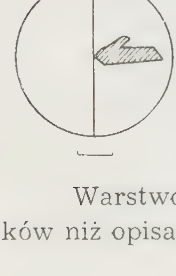


Fig. 14

Kierunki śladów tarcia piasku o dno. Wykres dla całoś
Podhala

Trends of marks of sand grains dragged over the botton
Diagram for the whole Podhale area

Warstwowanie przekątne wykazuje o wiele większy rozrzut kierun
ków niż opisane wyżej hieroglify (fig. 15 i 24). Spowodowane jest to z jed

nej strony tym, że laminy warstwowania przekątnego powstającego nawet w prądzie o niezmiennym kierunku mają dość różne upady, których kierunki wahają się w znacznych nawet granicach. Czoło tworzącej się ławiczki warstwowanej przekątnie stanowi w większości przypadków powierzchnia falista: stąd też kierunek upadu lamin, który jest zawsze prostopadły do czoła, zmienia się od punktu do punktu.

Z drugiej strony nie zawsze można było wyznaczyć zupełnie ściśle kierunek rzeczywistego upadu lamin. Kierunek ten odczytywano zawsze z dwóch, o ile możności prostopadłych do siebie, przekrojów ławicy. Ze względu na zmienność kąta pochylenia lamin w obrębie ławicy niecelowe było posługiwanie się matematycznymi tabelami do przeliczeń kątów upadów pozornych na rzeczywiste. Jako kierunek upadu rzeczywistego przyjmowano więc kierunek wypadkowy z dwóch upadów pozornych. Wyniki otrzymane w ten sposób są obarczone pewnym nieuniknionym błędem. Starano się go wyeliminować przez możliwie dużą liczbę pomiarów w jednej odkrywce.

Pomiary warstwowania przekątnego potwierdzają wnioski wyciągnięte na podstawie pomiarów kierunków hieroglifów. Około 75% pomiarów zawartych jest w granicach azymutów 60-130°. Prądy, które wytworzyły ławice, warstwowanie przekątne, płynęły w ogromnej większości z zachodu na wschód.

W porównaniu z kierunkami hieroglifów, warstwowanie przekątne wykazuje zarówno we wschodniej jak i zachodniej części badanego obszaru

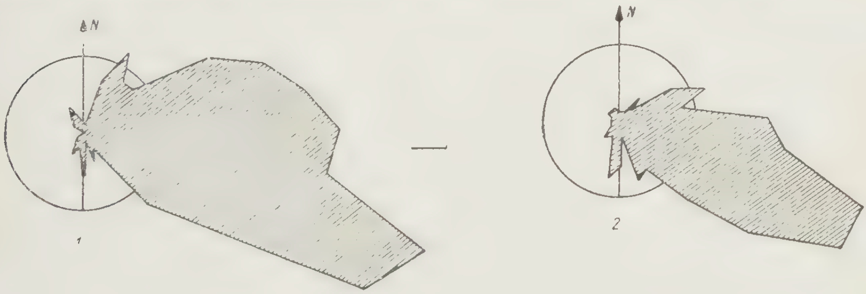


Fig. 15
Kierunki warstwowania przekątnego, oznaczenia jak na fig. 12
Trends of cross bedding. Legend as in fig. 12

ru wyraźne odchylenie ku południowemu wschodowi. Na obu diagramach (fig. 15) zaznaczają się maksima w granicach 110°-130°. Znikomy odsetek pomiarów wskazuje kierunki zasadniczo różne od przeważających, a więc ze wschodu czy z południa lub północy.

Kierunek hieroglifów występujących na powierzchniach spągowych ławic warstwowanych przekątnie nie zawsze zgadza się z kierunkiem na-

chylenia lamin w tych ławicach. Różnice te zwykle nie są duże i wynosz
od kilku do 20-30°. Można przypuszczać, że w takich przypadkach hiero
glify nieorganiczne zostały wytworzone przez silny prąd zawiesinow
a następnie wytworzone formy zostały przysypane przez materiał dono
szony przez stosunkowo słabe prądy denne o innym kierunku. Wspom
niane wyżej zjawisko, jak i regionalne odchylenie ku SE kierunków war
stwowania przekątnego w porównaniu z kierunkami hieroglifów mecha
nicznych (por. fig. 12, 13 i 14) zdają się potwierdzać myśl wyrażoną prze
S. Dżułyńskiego i A. Radomskiego (1955), że między ławicami o warstwo
waniu przekątnym a występującymi na ich spągu hieroglifami nieorga
nicznymi nie ma związku przyczynowego.

EGZOTYKI WE FLISZU PODHALAŃSKIM

W różnych ogniwach fliszu pohdalańskiego, głównie jednak war
stwach chochołowskich, występują ławice zlepieńcowe zawierające ma
teriał egzotykowy.

Egzotyki o rozmiarach stosunkowo niewielkich, nie przekraczaj
zwykle 4-5 cm, występują w dolnych częściach ławic frakcjonowanych
Otoczaki o średnicach znacznie większych — od kilkunastu do 20-30 cm—
występują w ławicach nieuporządkowanych, bez gradacji. Materiał we
wnątrz ławic nie wykazuje żadnej przestrzennej orientacji. Charakte
ławic z grubym materiałem zlepieńcowym jest często soczewkowaty (n
ławica koło mostu na drodze do Trybsza w Białce, czy ławica w Chocho
łowie). W takich przypadkach odnosi się wrażenie, że transport materiał
odbywał się w gwałtownym zsuwie podmorskim, w gęstej sunącej po dn
brai, w której nie mogło dojść do rozsegregowania materiału.

Na obszarze zachodniego Podhala ławice z materiałem egzotykowy
występują w okolicach Chochołowa i Nowego Bystrego. Najgrubszy ma
teriał zlepieńcowy występuje w samym Chochołowie, gdzie spotykam
kilka ławic zawierających bloki od kilku do kilkudziesięciu centymetró
średnicy. W potokach przecinających warstwy chochołowskie w rejon
położonym bardziej na wschód, w okolicach Nowego Bystrego występu
już tylko nieliczne ławice frakcjonowane zaczynające się zlepieńcem, kt
rego średnice ziaren wynoszą najwyżej kilka centymetrów (bardzo rzac
ko 4-5 cm).

Dalej na wschód materiał egzotykowy niknie. W bardzo dobrze od
słoniętym profilu Białego Dunajca i jego prawo- i lewobrzeżnych dopł
wach nie spotykamy ławic zlepieńcowych.

Pojawiają się one dopiero na wschodzie w profilu rzeki Białki or
na terenie wsi Niedzica i Kacwin. Rozmieszczenie materiału egzotykowe
jest tutaj odmienne niż na zachodnim Podhalu. Najwięcej ławic egzot

kowych, zawierających jednocześnie najgrubszy materiał, spotykamy w potokach położonych najdalej na wschód, głównie w Kacwińskiej Rzece. W miarę posuwania się ku zachodowi zarówno ilość ławic z materiałem egzotykowym jak i grubość materiału zlepieńcowego stopniowo maleje. W potoku płynącym na wschód od Czarnej Góry do miejscowości Trybsze występują już tylko dwie ławice warstwowane frakcjonalnie z otoczakami nie przekraczającymi 1-2 cm.

W profilu Białki nie spotykamy zupełnie ławic egzotykowych, które mogłyby odpowiadać ławicom występującym na wschodzie. Niedaleko mostu na drodze do wsi Trybsze występują dwie grube ławice zawierające materiał egzotykowy o wielkości dochodzącej do rozmiarów pięści. Materiał ten jest zasadniczo różny od materiału występującego na obszarze Spisza.

Ławice z egzotykami na obszarze wschodniego Podhala i polskiego Spisza występują w domniemanych odpowiednikach warstw zakopiańskich na zachodzie.

W warstwach chochołowskich, mimo bardzo dobrego ich odsłonięcia w profilu Białki nie natrafiono na ławice z materiałem egzotycznym.

Zróżnicowanie otoczaków występujących w poszczególnych ławicach pod względem litologicznym jest nieznaczne. Znajdujemy w nich zaledwie kilka rodzajów skał. Natomiast różne ławice egzotykowe odbiegają znacznie od siebie występującymi w nich zespołami skał (fig. 16).

W najbardziej na zachód wysuniętych ławicach w Chochołowie na pierwsze miejsce wysuwają się jasnoszare, cukrowate dolomity. Stanowią one 25% ogólnej ilości otoczaków zebranych z ławicy. Obok nich występują też dolomity drobnokrystaliczne, czarne (ok. 6%).

Wapienie, które występują tutaj w ilości około 35% są bardzo różnorodne. Spotykamy odmiany czarne, bitumiczne, wapienie szare piaszczyste, wreszcie zupełnie jasne kremowe lub żółte wapienie drobnokrystaliczne. W nielicznych okazach występują również wapienie zrostkowe oraz żółte margle rozpadające się na ostrokrawędziste nieregularne fragmenty.

Prócz skał dolomitowych i wapiennych występują wapniste bardzo drobnoziarniste piaskowce barwy szarej, brunatnej lub zielonej. Zawierają one ziarna skaolinizowanych skaleni i niczym nie przypominają piaskowców fliszu podhalańskiego.

W Chochołowie występują również szare lub brązowe drobnoziarniste kwarcyty (ok. 14%).

Oprócz wymienionych skał spotykamy ziarna kwarcu, czarne lidyty i rogowce.

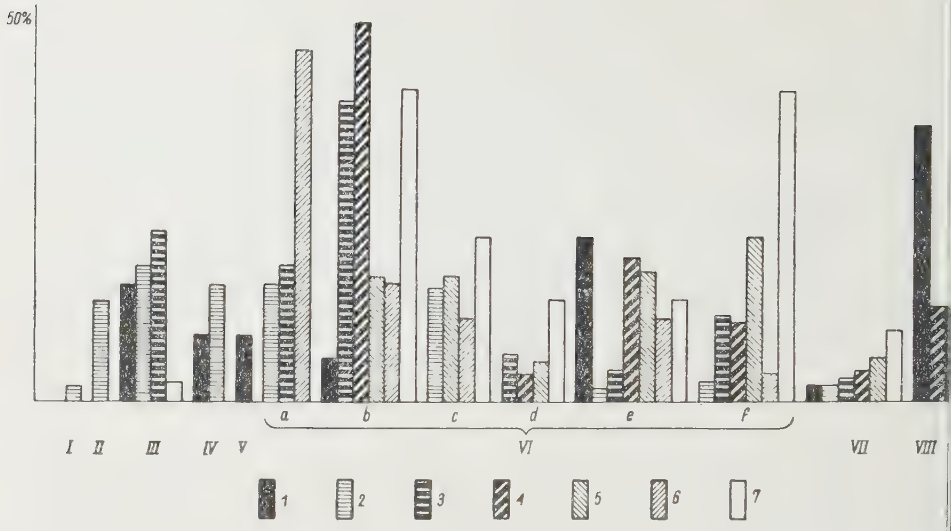


Fig. 16

Występowanie otoczaków w ławicach egzotykowych

1 Chochołów, *2* Białka 1, *3* Białka 2, *4* Kacwin 1, *5* Kacwin 2, *6* Niedzica, *7* Kacwin
I — granity, *II* — skały metamorficzne, *III* — kwarcyty, *IV* — piaskowce, *V* — r
gowce, *VIa-f* — różne typy dolomitów (objaśnienia w tekście), *VII* — różne ska
VIII — wapienie

Occurrence of pebbles in beds with exotics

1 Chochołów, *2* Białka 1, *3* Białka 2, *4* Kacwin 1, *5* Kacwin 2, *6* Niedzica, *7* Kacwin
I — granites, *II* — metamorphic rocks, *III* — quartzites, *IV* — sandstones, *V*
cherts, *VIa-f* — various types of dolomites, *VII* — various rocks, *VIII* — limesto

Przeciętny rozmiar otoczaków waha się w granicach 4-10 cm. S
pień obtoczenia, szczególnie dolomitów, wapieni i piaskowców jest d
bry, a czasem nawet bardzo dobry.

Podobny skład charakteryzujący się obecnością białych dolomit
i dużej stosunkowo ilości wapieni wykazują również drobnoziarniste z
pieńce występujące na terenie Nowego Bystrego.

Cechą charakterystyczną materiału egzotykowego występującego
obszarze wschodniego Podhala jest znaczna przewaga otoczaków dolor
towych nad wszystkimi innymi rodzajami skał.

Można wyróżnić następujące typy dolomitów:

a) dolomity ciemnopopielate, pelityczne, o nierównym przełam
zwykle bardzo słabo obtoczone;

b) dolomity ciemne (ciemnopopielate lub czarne) bardzo drobnok
staliczne o gładkim muszlowym przełamie;

c) dolomity drobnokrystaliczne, ciemne, niekiedy z odcieniem brązowym lub czarne;

d) dolomity czarne, zlewne, o muszlowym przełamie, pękające na ostrokrawędziste fragmenty;

e) dolomity cukrowate, jasnopopielate lub białe;

f) dolomity zlewne o gładkich muszlowych przełamach, jasne (jasnopopielate, kremowe, zielonkawe), niekiedy margliste.

Charakterystyczny jest prawie zupełny brak wapieni. Pewna ich ilość (ok. 10%) występuje jedynie w ławicy odsłaniającej się przy moście powyżej wsi Kacwin. Występują tam czarne bitumiczne wapienie (3%) oraz wapienie jasne, krystaliczne, cukrowate (7%).

Brak jest kwarcytów i egzotycznych piaskowców. Otoczaki piaskowców są bardzo zbliżone do piaskowców fliszu podhalańskiego. Są to popielate, drobnoziarniste, wapniste piaskowce z licznymi blaszkami muskowitu.

Rozmiary otoczaków są rzędu kilku centymetrów. Stopień ich obtoczenia jest bardzo różny, przeważa obtoczenie słabe.

Odmienny skład petrograficzny wykazują ławice zlepieńcowe w Białce. Podobnie jak poprzednio opisane nie zawierają one wcale materiału wapiennego. Obok ciemnych dolomitów (f) (38%), występują w nich stosunkowo liczne skały metamorficzne (15%) oraz kwarcyty (20%), które nie są spotykane na Spiszu.

Łupki krystaliczne, które występują w omawianych ławicach podobne są pod pewnymi względami do łupków Tatr Zachodnich. Charakterystyczne jest dla nich występowanie czerwonej odmiany biotytu znajdowanej również w łupkach krystalicznych pochodzących z materiału egzotykowego.

Kwarcyty są przeważnie drobno- lub średnioziarniste, od jasnych lub ciemnopopielatych do zupełnie czarnych. Obok rzeczywistych kwarcytów występują tu również w pewnej ilości piaskowce kwarcytowe.

Jak wynika z przytoczonych powyżej faktów, kierunek transportu materiału egzotykowego w warstwach chochołowskich na terenie zachodniego Podhala jest zgodny z kierunkiem prądów morskich, wyznaczonych na podstawie hieroglifów i warstwowania przekątnego. Kierunek transportu materiału w warstwach zakopiańskich na terenie wschodniego Podhala wydaje się być wręcz odwrotny — ze wschodu na zachód i stoi w pozornej sprzeczności z wynikami otrzymanymi na innej drodze.

Znaczne różnice w składzie petrograficznym ławic zlepieńcowych tych dwóch obszarów zdają się wskazywać, że istniały co najmniej dwa źródła dostarczające materiału egzotykowego.

W przypadku zachodniego Podhala szukać go należy gdzieś na za chodzie, jak na to wskazuje zarówno studium nad rozmieszczeniem ma teriału egzotykowego jak i hieroglify i warstwowanie przekątne.

Na wschodzie problem staje się bardziej skomplikowany. Sądząc p zmianach średnicy otoczaków i częstości występowania ławic egzotykc wych spodziewać by się należało transportu materiału ze wschodu. Celer wyjaśnienia tej pozornej niezgodności rozważmy w jakiej partii basen rodziły się prądy zawiesinowe i jaki wpływ na osady powstające w jeg centralnych partiach mogło mieć ukształtowanie wybrzeży.

Basen podhalański tworzył wydłużoną rynnę, pogłębiającą się k wschodowi. Wszystkie struktury prądowe wskazują, że zasadniczy kieru nek transportu był równoległy do osi basenu. Prądy zawiesinowe wy magają do swego powstania dość znacznej pochyłości dna, którego może my spodziewać się na skłonach basenu. Prądy, które powstawały na brzc gach basenu, spływały po skłonie w dół do jego centralnej części i tar skręcały ku wschodowi. Brak kierunków prostopadłych do osi basen pozwala przypuszczać, że badany obszar zajmował jego centralną częś Przypuszczalne partie brzegowe zostały zniszczone przez erozję i obecn już ich nie odnajdziemy.

Materiał transportowany przez prądy zawiesinowe był składany pie wotnie na obszarach litoralnych. Możemy spodziewać się tu znaczneg zróżnicowania osadów. Na jednych odcinkach brzegu mógł gromadzić s materiał gruby np. przy ujściach żywo erodujących rzek, czy też u stó klifu, a w innych miejscach bardziej drobnoziarnisty. Prądy zawiesinow biorące początek z odcinków wybrzeży zasypanych materiałem żwirowy osadzały w dalszym swym przebiegu już w osiowej partii basenu zlepie cowe ławice egzotykowe. Prądy pochodzące z odcinków wybrzeży o s dymentacji bardziej drobnoziarnistej tworzyły gruboziarniste piaskow frakcjonowane. Na wschodnim Podhalu źródło materiału gruboziarnisteg znajdowało się gdzieś na wschodzie, a ku zachodowi grubość ziarna m lała, co następnie znalazło odzwierciedlenie w wykształceniu ławic z egz tykami.

Trudno jest w tej chwili powiedzieć, z którego brzegu basenu, p łudniowego czy północnego pochodzi materiał egzotykowy. Jako domni mane źródło egzotyków nasuwa się w pierwszej chwili gmach tatrzańsk Skład petrograficzny ławic z egzotykami jest jednak za mało charakter styczny, by można było z całą pewnością paralelizować występujące w nic otoczaki ze skałami tatrzańskimi. Niewątpliwie w serii osadowej Ta występują również typy litologiczne odpowiadające znajdowanym egz tykom. Z drugiej jednak strony, spotykamy wśród nich skały zupełn obce Tatrom jak np. niektóre typy kwarcytów czy wapieni. Ponadto bra jest charakterystycznych skał tatrzańskich takich jak werfeńskie kwa

cyty, urgońskie wapienie itp. Jedynie niektóre odmiany dolomitów z pewnymi zastrzeżeniami można by uważać za pochodzące z serii triasowych Tatr. Wszystko to stawia pod znakiem zapytania Tatry jako obszar macierzysty skał fliszowych.

Zagadnienie pochodzenia egzotyków wiąże się z szerszym problemem pochodzenia materiału klastycznego tworzącego flisz podhalański w ogóle. Ze względu na jego znaczną miąższość i rozprzestrzenienie wydaje się, że obszarem macierzystym fliszu podhalańskiego był raczej stosunkowo rozległy ląd.

Opierając się na pomiarach struktur prądowych szukać by go należało na W lub WSW od obszaru zajmowanego przez flisz podhalański. Dane uzyskane z badanego rejonu popierają hipotezę P. H. Kuenena (1957a), że w wydłużonych basenach dowóz materiału odbywający się wzdłuż ich osi, może grać znacznie ważniejszą rolę niż dowóz poprzeczny.

Rozprzestrzenienie materiału egzotykowego we wschodniej części Podhala zmusza nas jednak do przyjęcia drugiego źródła położonego na północnym lub południowym brzegu basenu. Wydaje się, że szukać go należy po jego południowej stronie, na południe od dzisiejszych Tatr. Być może stanowił on przedłużenie wspomnianego wyżej lądu położonego na WSW.

Znajdowane w łupkach ziarna pochodzenia eolicznego mogą stanowić jeszcze jeden argument przemawiający za jego istnieniem. Jak byśmy sobie bowiem nie wyobrażali położonych na północy barier dzielących poszczególne baseny fliszowe, będą to zawsze raczej wąskie grzbiety czy archipelagi wysp niż rozległe lądy. Materiał dostarczony stąd był raczej sporadycznie i w niewielkich ilościach. Z północy pochodzi prawdopodobnie ławica osuwiskowa z egzotykami w Białce. Trudno bowiem przyjąć, by osuwisko mogło przejść w poprzek basen z południa i zatrzymać się dopiero przy jego północnych brzegach.

RUCHY MASOWE

Wiele ławic fliszu podhalańskiego wykazuje zaburzenia strukturalne wywołane ruchem materiału ławicy bądź w czasie jej sedymentacji lub bezpośrednio po niej, a przed diagenezą.

Deformacje te można podzielić na trzy grupy:

1. struktury określane mianem warstwowania konwolutnego (*convoluted bedding* autorów anglosaskich),
2. fałdy sedymentacyjne,
3. osuwiska podmorskie.

Warstwowanie konwolutne

Warstwowanie konwolutne jest w literaturze polskiej określan przez geologów pracujących w Karpatach jako „skorupowatość" piaskow ców. Występuje ono w piaskowcach drobnoziarnistych, o dobrze zazna czonej laminacji w postaci nieraz bardzo skomplikowanych fałdów, minia turowych „płaszczowin z przefałdowania" itp. struktur widocznych w wnątrz ławicy (fig. 17).

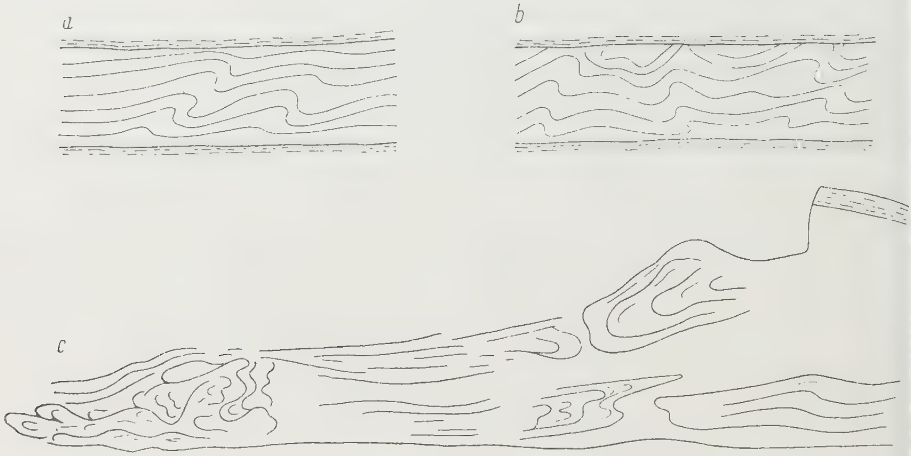


Fig. 17

Warstwowanie konwolutne

a wygasające w stropie ławicy, *b* ścięte powierzchnią stropową, *c* z kierunkow ułożeniem fałdów

Convolute bedding

a wedging out in top of bed, *b* truncated by top surface, *c* with oriented arrangem of folds

Cechą charakterystyczną tych ławic, na którą zwracano już uwa w literaturze (ten Haaf 1956, Kuenen 1953a, Rich 1950) jest fakt, że mi daleko idących zaburzeń lamin powierzchnie stropowe i spągowe ław pozostają gładkie i niezdeformowane. Podobnie nie obserwuje się zmi w miąższości ławic.

Pofałdkowanie lamin może obejmować całą ławicę, zwykle jedr laminy w jej spągowych partiach są poziome. Zaburzenia rozwijają dopiero w pewnej odległości od spągu i osiągają swe największe nasile w górnej połowie ławicy. Od tego miejsca w miarę zbliżania się ku st powi wygasają i ostatnie stropowe laminy leżą zwykle zupełnie pozio

(fig. 17a). Pofałdowane laminy nie wykazują deformacji nieciągłych, rozerwań, uskoków itp. Wskazuje to na plastyczność materiału podczas powstawania omawianych struktur.

Drugi rodzaj warstwowania konwolutnego stanowią ławice, w których stropie obserwujemy wyraźną erozję, objawiającą się ścięciem siodeł (fig. 17b). Charakter piaskowców, lamin i styl samych zaburzeń w obu przypadkach jest zupełnie taki sam.

Geneza warstwowania konwolutnego, mimo obszernej literatury (Jones 1937, 1939, Brown, 1938, Earp 1938, Ganns 1942, Faibridge 1946, Migliorini 1950, Rich 1950, Kuenen 1953a, Kühn-Velten 1955 i inni), nie została do tej pory jednoznacznie wyjaśniona i poglądy rozmaitych autorów znacznie się od siebie różnią.

W ostatnich pracach na ten temat podnosi się szereg faktów, które przemawiają przeciw powstawaniu warstwowania konwolutnego na drodze podwodnego spełzywania już złożonego osadu (Migliorini 1950, Kuenen 1953a, ten Haaf 1956). Są to przede wszystkim: niezmienna miąższość ławic, równoległość ich powierzchni stropowych i spągowych, znacznie większa długość lamin zaburzonych od lamin niezaburzonych występujących w tej samej ławicy oraz wygasanie zaburzeń w najwyższych partiach ławicy.

C. I. Migliorini (1950) uważa, że warstwowanie konwolutne może powstawać przez wyciskanie wody z piaszczystego osadu pod ciężarem złożonego nadkładu łupkowego. Przy założeniu, że wyciskanie przychwyconej podczas sedymentacji wody nie doprowadziłoby do zupełnego zniszczenia struktur wewnątrzławicowych ani nawet do lokalnego porozrywania poszczególnych lamin, hipoteza ta nie tłumaczy kierunkowego pochylenia fałdów występujących często w omawianych ławicach.

P. H. Kuenen (1953a) przypuszcza, że warstwowanie konwolutne powstaje w momencie osadzania się ławicy z prądu zawiesinowego na skutek nacisku wywołanego na laminy tworzące ripplemarki. Na wyniosłościach prąd wywiera działanie ssące, natomiast w depresjach zaznacza się wzrost ciśnienia. Współdziałanie obu tych zjawisk doprowadza do powstania struktur warstwowania konwolutnego.

E. ten Haaf (1956) łączy te dwie hipotezy przypuszczając, że warstwowanie konwolutne powstaje na skutek złożonego procesu, w którym gra rolę zarówno wyciskanie wody jak i ciśnienie wywołane przez prąd zawiesinowy. W ten sposób stara się wytłumaczyć powstawanie warstwowania konwolutnego w tych przypadkach, w których kierunek zafałdowań nie jest prostopadły do stwierdzonego kierunku prądów zawiesinowych, co powinno mieć miejsce, gdyby hipoteza Kuenena była wyłącznie słuszna.

Kierunek fałdów warstwowania konwolutnego nie zawsze jest prostopadły do kierunku prądów osadzających ławicę, w której ono występuje. Tym niemniej w wielu przypadkach uszeregowanie takie istnieje Wydaje się, że nie można przy powstawaniu tego rodzaju struktur wykluczać zupełnie ruchu spływowego pod wpływem siły ciężkości. Znaczna plastyczność materiału w momencie kiedy powstawały fałdy warstwowania konwolutnego, jak również wygasanie zaburzeń ku stropowi pozwala przypuszczać, że powstały one współcześnie z sedymentacją ławicy Ruch prądu zawiesinowego ułatwiał powstawanie omawianych form, któr jednak w znacznej mierze posłuszne prawu grawitacji spełzywały w kierunku największego spadku na danym odcinku dna, który nie musiał by równoległy do kierunku przepływającego prądu. Prąd zawiesinowy dzięk sile bezwładności może być do pewnego stopnia niezależny od lokalnyc nierówności dna.

Wygasanie zaburzeń w stropie ławicy może być spowodowane wtórnym rozpłaszczaniem się stromych form w hydroplastycznym materiał lub też zamieraniem ruchu spływowego na skutek znacznego osłabieni dowozu materiału w ostatnich, końcowych partiach prądu.

Obserwowane niekiedy ścięcia antyklinalnych przegubów warstwowania konwolutnego mogło nastąpić na skutek erozji prądu zawiesinowego, który ją wytworzył, lub też przez następujące po nim prądy potomn

Sfałdowania sedymentacyjne ławic

W wielu przypadkach obserwujemy we fliszu podhalańskim ławic piaskowców mniej lub bardziej intensywnie sfałdowane, występujące po

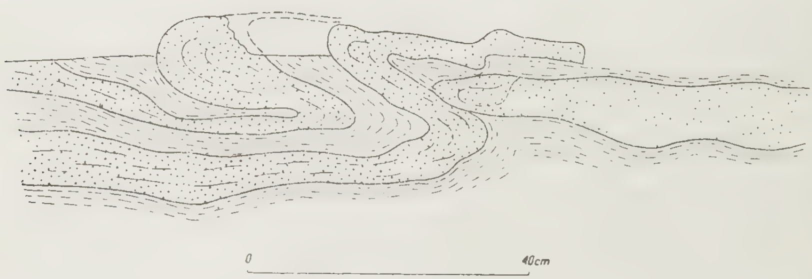


Fig. 18

Ławice sfałdowane synsedymetacyjnie, Niedzica

Synsedimentary folded beds, Niedzica

między ławicami leżącymi równolegle bez śladu zaburzeń. W takich przypadkach osuwiskowy charakter tych struktur nie budzi żadnych wątpliwości (fig. 18 i 19).



Fig. 19
Fałdy synsedymentacyjne, Poronin
Synsedimentary folds, Poronin

Fig. 18 przedstawia tego rodzaju struktury występujące w Niedzicy w warstwach zakopiańskich. Ruchowi osuwiskowemu uległy dwie kilkucentymetrowej grubości ławice piaskowców. Zostały one pchnięte z południa ku północy tworząc leżący fałd. Występująca po prawej stronie rysunku niezaburzona ławica stanowi prawdopodobnie dalszy ciąg dolnej ławicy tworzącej fałd. Została ona rozerwana i jedna jej część podsunęła się pod partię sfałdowaną.

Ławice piaskowcowe w momencie fałdowania były jeszcze plastyczne. Nie obserwujemy w nich struktur nieciągłych w postaci uskoków, spękań itp. Za pewną ruchliwością materiału w obrębie samej ławicy przemawiają zmiany miąższości na przegubach fałdów.

Podobne struktury rozwinięte jednak na znacznie większą skalę można obserwować w Poroninie w stromym brzegu potoku Poroniec. Odsłania się tam kilka opisanych przez J. Gołąba (1954) fałdów sedymentacyjnych o amplitudzie wynoszącej około 3,5 m. Sfałdowaniu uległa prawdopodobnie jedna ławica o grubości około 1 m. W odkrywce zachowały się czoła obalonych fałdów, które powstały podczas ruchu osuwiskowego. Górne części fałdów są ścięte przez ławicę piaskowca jednorodnego (fig. 19). Na spągowych powierzchniach sfałdowanych ławic występują bardzo słabo albo wcale niezniekształcone hieroglify prądowe. W czołach niektórych fałdów daje się zauważyć wzrost miąższości piaskowca. Zaklinowane fragmenty ławic piaskowcowych między poszczególnymi fałdami mają nieregularne kształty do pewnego stopnia dopasowane do wolnych przestrzeni pozostawionych przez grube fałdujące się ławice. Przemawia to za pewną plastycznością materiału w momencie powstawania struktur, o których mowa. Obserwowane promieniste spękania ławic w przegubach fałdów mogą być zjawiskiem znacznie późniejszym, powstałym już po zdiagenezowaniu skały. Nacisk powodujący cios w ławicach (prawdopo-

dobnie pionowy), rozkładał się w nich na dwie składowe — jedną równo-ległą do powierzchni, a drugą do niej prostopadłą. Ta ostatnia spowodo-wała wymienione spękania.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że ani na ławicach tworzących fałdy ani na powierzchni spągowej pokrywającego je piaskowca nie obserwu-jemy zlustrowań. Wydaje się, że struktury te, podobnie jak opisywan wyżej struktury w Niedzicy, powstały podczas osuwania się stosunkow jeszcze plastycznych ławic. Obecność niezniszczonych hieroglifów tłuma czyć można tym, że ławice piaskowcowe podczas swego ruchu były otu lone osadem ilastym, który zabezpieczył istniejące na ich powierzchn struktury.

Ruch osuwisk, jak na to wskazuje kierunek obalenia fałdów, odby wał się z południa na północ.

Osuwiska podmorskie

O wiele częściej niż fałdy sedymentacyjne, obserwujemy osuwisk podmorskie sensu stricto. W osuwiskach tych dochodzi nie tylko do prze mieszczenia materiału złożonego na dnie ale i do jego zupełnego przemie szania i porozrywania istniejących ławic. Są to zjawiska, jak można sa dzić „powierzchniowe", rozgrywające się na dnie basenu morskiego. Osu wisko obejmuje zwykle jedną, rzadziej dwie czy więcej ławic piaskowco wych. Czasem jednak erozja osuwiskowa sięga głęboko i dochodzi d twardych, już zdiagenezowanych piaskowców.

Fig. 20a przedstawia osuwisko widoczne w odkrywce znajdujące się we wschodnim brzegu potoku Poroniec w odległości około 1 km o szosy do Morskiego Oka. Miąższość serii osuwiskowej wynosi 40 cm i ogra niczona jest ona od dołu i od góry dwiema równoległymi do siebie ławica mi piaskowca. W spągu występuje cienka ławiczka laminowanego piaskow ca, a w stropie dość gruba ławica piaskowca jednorodnego. W osuwisk wzięły udział dwie ławice różniące się grubością ziarna. Ławice są poroz rywane, poszczególne fragmenty pofałdowane i niejednokrotnie ponasu wane na siebie. Często końce ławic zostały podgięte, a czasem poszczegól ne fragmenty są niejako złożone „w pół". Na przegubach tych form widzi my wyraźne zmiany miąższości. Charakter odkształceń wskazuje, że ławi ce zachowywały się plastycznie w momencie ruchu, ale nie utraciły swe indywidualności.

W osuwisku obserwujemy również szereg drobnych fragmentów pia skowca (fig. 21) zwiniętych w czasie ruchu, które tworzą rodzaj toczeńców piaszczystych. Jest rzeczą charakterystyczną, że o ile wymienione toczeńc są zjawiskiem dość pospolitym we fliszu i świadczą, że osuwiska na dni basenu, w którym się on formował, nie należały do rzadkości, o tyle ni

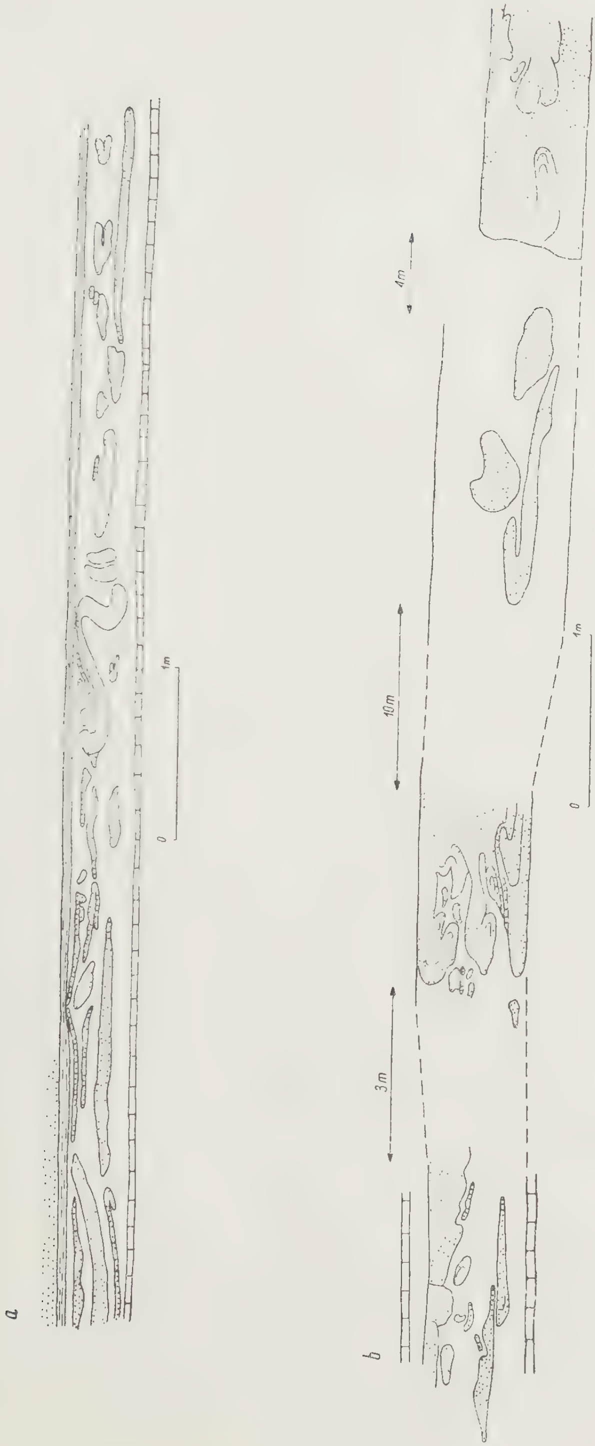


Fig. 20

Osuwiska podmorskie

Submarine slumps

a Poroniec, *b* Mur

spotykamy zupełnie podobnych form utworzonych z materiału ilastego a więc typowych, znanych z literatury toczeńców ilastych (mud balls). Mogłoby to świadczyć, że osad ilasty w momencie powstawania osuwisk był bardziej ruchomy niż osady piaszczyste.

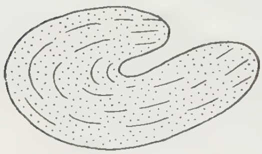


Fig. 21
Toczeniec piaszczysty
Sandstone ball

Odmienny rodzaj osuwiska przedstawia odkrywka widoczna w Porońcu na wysokości szkoły w Murze (fig. 20b). W osuwisku bierze udział ławica jednorodnego piaskowca o grubości około 60 cm. Ławica ta po prawej stronie rysunku jest jeszcze wyraźnie zindywidualizowana i ma stosunkowo równą powierzchnię stropową i spągową. Jedynie wewnątrz niej można zaobserwować struktury osuwiskowe. W miarę jak posuwamy się ku lewej stronie rysunku (ku zachodowi), obserwujemy coraz bardziej intensywne porozrywanie ławicy. Poszczególne fragmenty zatraciły zupełnie kontury pierwotnej ławicy, a ich kształty, początkowo nieustalone formowały się dopiero w trakcie ruchu w osuwisku.

Około 10 m dalej na wschód nie ma już śladów tej ławicy. W profilu występują jedynie cienkie laminowane lub warstwowane przekątnie piaskowce. Znajdujemy tu natomiast przedłużenie innych ławic piaskowcowych występujących nad opisanym osuwiskiem, należy więc wykluczyć możliwość uskoku. Niestety porośnięte gęstymi krzewami i drzewami zbocze uniemożliwiło dokładne prześledzenie stosunku tych dwóch odkrywek do siebie.

Trzeci typ osuwiska znajdujemy w małym, lewobrzeżnym dopływie Dunajca w Szaflarach (fig. 22). Miąższość serii osuwiskowej jest tu znaczna i wynosi około 4 m. Główną masę materiału osuwiskowego tworzą żwirowce ilaste, w których występują chaotycznie rozrzucone fragmenty piaskowców różnego typu. Widać, że osuwiskiem zostało objętych wiele ławic. Fragmenty piaskowców znajdujących się w osuwisku wykazują rozmaity stopień diagenezy. Obok zupełnie nieforemnych brył, widocznie materiału luźnego, występują toczeńce piaszczyste czy fragmenty pogiętych ławic. W jednym przypadku znaleziono ostrokrawędzisty fragment ławicy piaskowcowej warstwowanej frakcjonalnie, w którym zachował się przyrośnięty do niego pierwotny nadkład łupkowy. Erozja musiała więc w opisywanym osuwisku sięgnąć głęboko i dotrzeć do ławic, których stopień diagenezy był znacznie zaawansowany.

Trudno jest określić jaką drogę przebyły poszczególne osuwiska. Opisywane zaburzenia mogły w wielu przypadkach powstawać nawet przy stosunkowo nieznacznym przemieszczeniu materiału. Odnosi się to przede wszystkim do warstwowania konwolutnego. W pozostałych przypadkach

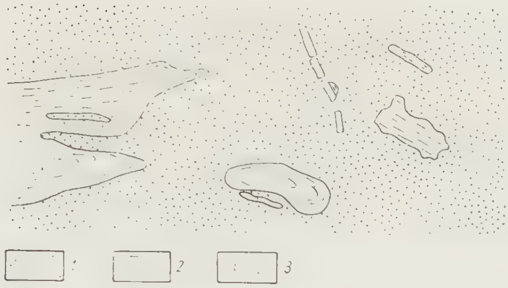


Fig. 22

Fragment osuwiska podmorskiego, Szaflary
1 żwirowce ilaste, *2* łupki, *3* piaskowce

Fragment of submarine slump, Szaflary
1 argillaceous gravels, *2* shales, *3* sandstones

droga osuwiska musiała być niewątpliwie większa. Często znajdujemy w łupkach oddzielających poszczególne ławice piaskowca ślady po osuwisku, w postaci mniej lub bardziej licznie występujących toczeńców piaszczystych. Główna masa osuwiska musiała w takich przypadkach przejść gdzieś dalej. Toczeńce piaszczyste można śledzić na znacznych nieraz przestrzeniach, przy czym nie odnajdujemy ławic, z których mogłyby one powstać. Ponadto występują one znacznie częściej niż opisywane wyżej struktury osuwiskowe. Wydaje się więc, że droga przebyta przez niektóre przynajmniej osuwiska była dość znaczna i można ją mierzyć dziesiątkami metrów.

W osuwiskach typu szaflarskiego była ona naturalnie jeszcze większa.

W większości obserwowanych osuwisk trudno jest określić z całą pewnością kierunek ruchu. Dał się on oznaczyć jedynie w przypadku opisanych ławic w Niedzicy i Poroninie. W obu tych miejscach ruch postępował z południa na północ.

HIEROGLIFY ORGANICZNE

Życie organiczne w morzu podhalańskim nie było bogate. W łupkach warstw zakopiańskich występują miejscami (por. str. 3) odciski łusek ryb. W warstwach chochołowskich w dolomityczno-sederytycznej konkrecji znaleziono raz jeden niekompletny szkielet kilkudziesięciocentymetrowej ryby. Na inne skamieniałości jak dotąd nie natrafiono. Znaj-

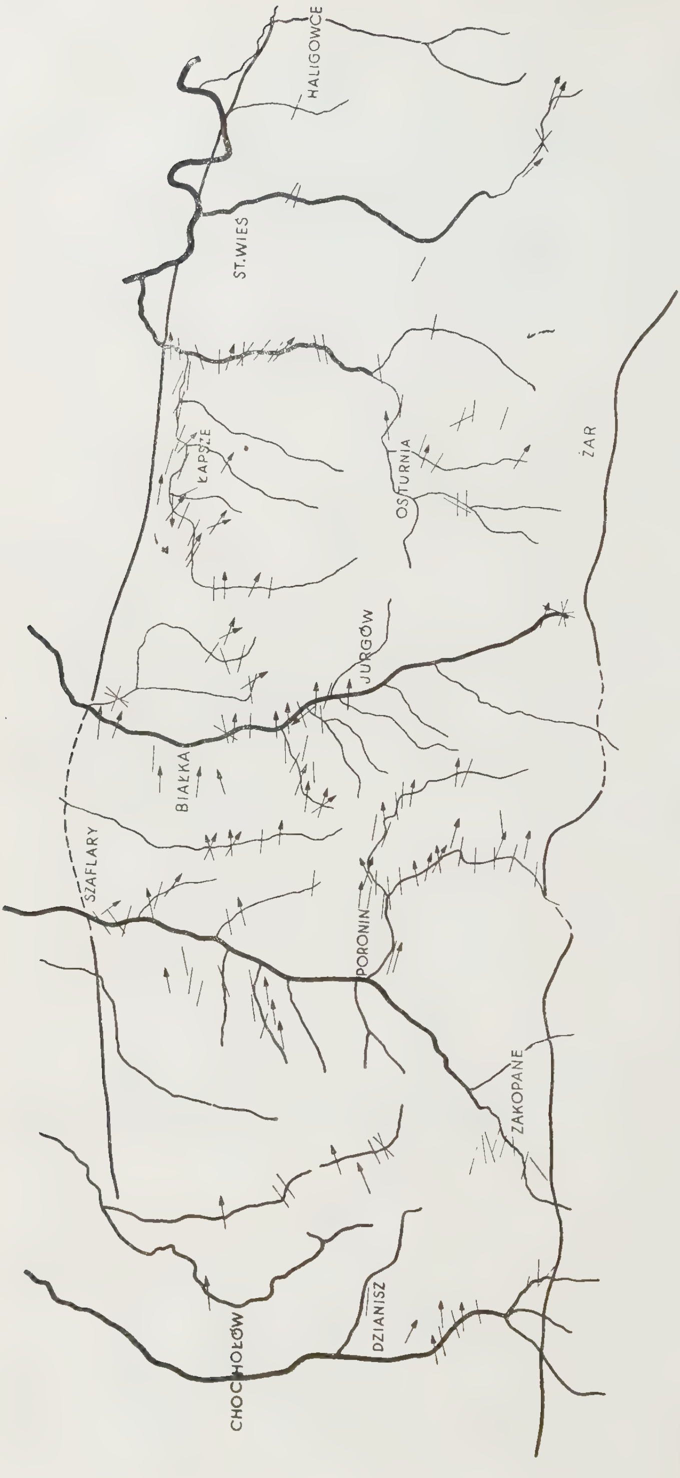


Fig. 23

Mapa kierunków hieroglifów mechanicznych we fliszu podhalańskim
Strzałki oznaczają hieroglify prądowe, kreski — hieroglify wleczeniowe

Sketch map showing trends of mechanical casts in the Podhale Flysch
Arrows indicate flute casts, dashes — drag casts

łowane w piaskowcach nummulity są z pewnością redeponowane z brze-
gowych partii basenu, razem z materiałem, w którym się znajdują. Wy-
stępują one najczęściej w spągowych partiach ławic warstwowanych
frakcjonalnie.

Uderzający jest również brak otwornic pospolitych w innych ogni-
wach fliszowych Karpat. Mimo przeszlamowania wielu próbek pobranych
z łupków, zaledwie w trzech znaleziono źle zachowane, bardzo nieliczne
(1-5 szt.) otwornice aglutynujące. Jest to zjawisko regionalne w Karpa-
tach. W równowiekowych warstwach krośnieńskich obserwujemy bowiem
podobne ubóstwo mikrofauny.

Bez porównania częściej niż szczątki zwierzęce znajdujemy we fli-
szu podhalańskim ślady życia w postaci różnorodnych hieroglifów orga-
nicznych. Występują one stosunkowo obficie zarówno w warstwach za-
kopiańskich, jak i chochołowskich.

Najbardziej pospolite są trudne do zdefiniowania ślady w postaci
niewielkich rozmiarów wałków, grudek, groszków i tym podobnych form.

Często, szczególnie w warstwach chochołowskich, znajdujemy różne
typy hieroglifów z grupy Subphyllochorda (Götzinger & Becker, 1934),
w postaci dwóch równoległych do siebie, meandrycznie przebiegających
wałków. Subphyllochorda występują w niektórych ogniwach warstw cho-
chołowskich bardzo obficie (por. str. 3).

W towarzystwie Subphyllochorda znajdujemy drobne formy *Palaeo-
dictyon* (Fuchs 1895). Wielkość ich nie przekracza 1-2 cm. Średnica oczek
bardzo delikatnej siateczki wynosi przeważnie od 1 do 2 mm.

Z rzadziej spotykanych form należy wymienić *Belorhaphe* (Fuchs
1895) w postaci zygzakowatego wałeczka szerokiego i wysokiego ok. 2 mm.

Różnorodność form hieroglifów organicznych nie jest we fliszu pod-
halańskim duża. Prawdopodobnie równie niewielka była ilość gatunków
składających się na bentos morza podhalańskiego. Taki stan rzeczy był
prawdopodobnie uwarunkowany szeregiem przyczyn. Niewątpliwie pewną
rolę grał również mechanizm gromadzenia się osadów. Ławice piaskow-
ców powstawały nagle, zasypując dno na dużej przestrzeni warstwą pia-
sku o znacznej nieraz grubości. Musiało to doprowadzić do zniszczenia
istniejącego w danej chwili życia bentonicznego. Kolejne prądy zawie-
sinowe tworzące następne ławice piaskowcowe utrudniały jego rozwój na
nowo.

ZAKOŃCZENIE

Zbierając przedstawione wyżej fakty można sobie przedstawić morze
fliszu podhalańskiego jako stosunkowo wąski, pogłębiający się ku wscho-
dowi basen. Osady występujące na obszarze polskiego Podhala i Spisza

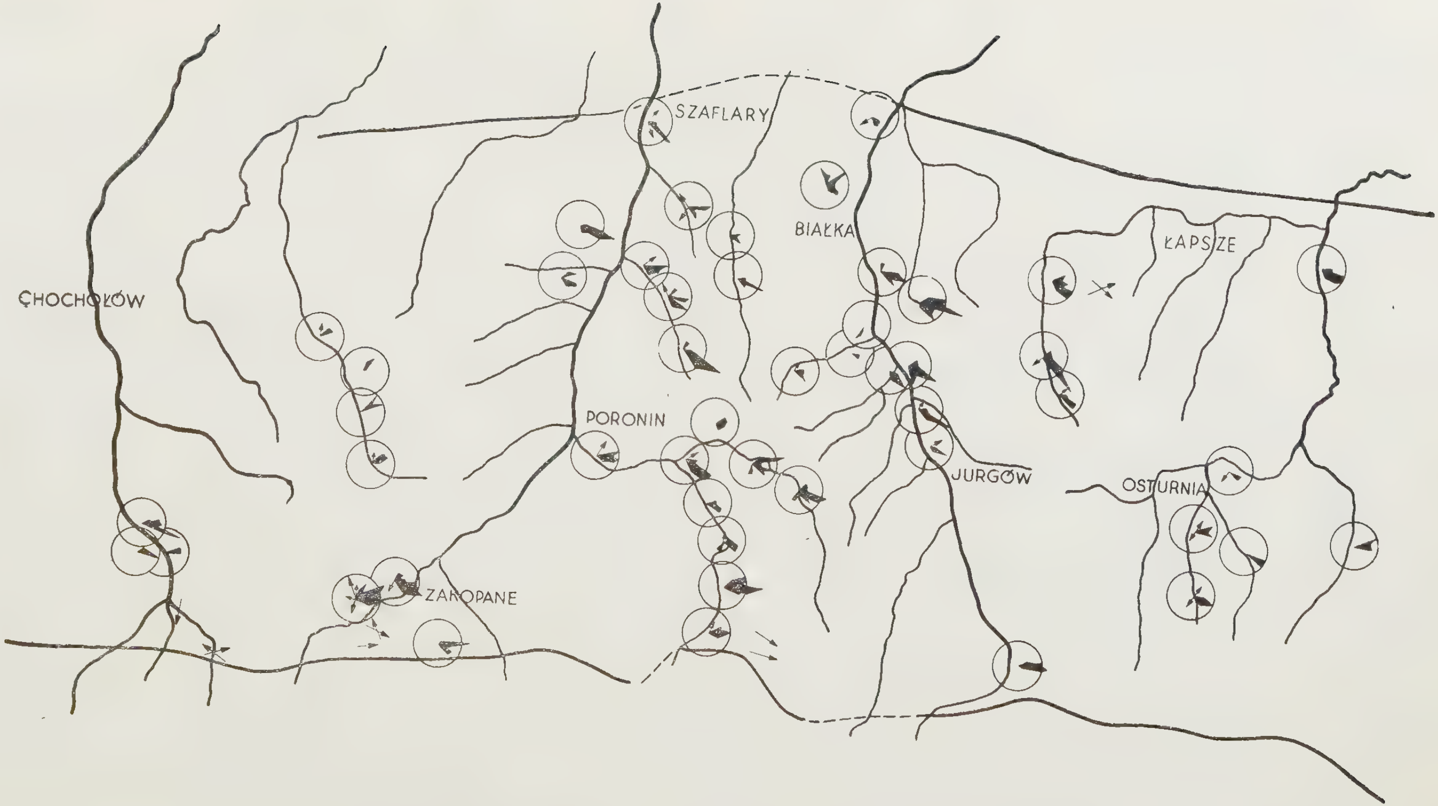


Fig. 24

Mapa kierunków warstwowania przekątnego we fliszu podhalańskim

Promień koła odpowiada 3 pomiarom. Strzałki oznaczają pomiary pojedyncze

Sketch map showing trends of cross bedding in the Podhale Flysch

eprezentują jego środkową część. Prądy zawiesinowe schodząc ze sto-
ków basenu skręcały w jego centralnych partiach ku wschodowi, w kie-
unku pochyłości dna. Materiał był znoszony raczej ze stosunkowo dużego
ądu, którego szukać należałoby na zachód i południe od badanego obszaru.

Liczne struktury osuwiskowe pozwalają przypuszczać, że nawet
v osiowej partii basenu dno miało pewne pochylenie, pozwalające na roz-
vinięcie się ruchów masowych. Niektóre osuwiska mogły się tworzyć
ównież na stokach basenu.

Najważniejsze cechy litologiczno-sedymentacyjne fliszu podhalań-
kiego, to: stosunkowo drobny materiał piaskowców, przewaga ławic
) warstwowaniu laminowanym i przekątnym oraz stosunkowo duży pro-
ent wśród piaskowców frakcjonowanych ławic jednorodnych. Ziarno
iaskowców jest źle obtoczone, natomiast w osadzie ilastym spotykamy
iarna piasku o wysokim stopniu obtoczenia, prawdopodobnie częściowo
ochodzenia eolicznego.

Zakład Geologii
Jniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków, w styczniu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1938. Geologický výzkum vnitrního bradlového pásma v západních Karpatech. Cást III. (Étude géologique de la zone des klippes internes des Carpathes occidentales. III-e partie). — Rozpr. Štat. Geol. Úst. ČSR, 9. Praha.

BAILY E. B. 1930. New light on sedimentation and tectonics. — Geol. Mag., 67. Hertford.

BIEDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminiferes). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVI. Kraków.

BIEDA F. & HORWITZ L. 1931. Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala (Essai de stratigraphie du Flysch de Podhale). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.

BIRKENMAJER K. 1954. O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego (On the age of so-called “Puchov Marls” in the Pieniny and stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 88. Warszawa.

— 1957. Sedimentary characteristics of the Flysch-Aalenian in the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 5. Warszawa.

BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-Belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

BRAMLETTE M. N. & BRADLEY W. H. 1940. Geology and biology of the No
Atlantic deep-sea cores, part I. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 196-
Washington.

BROWN H. B. 1938. On a theory of gravitational sliding applied to the Tertia
of Ancon, Equador. — Quart. J. Geol. Soc. London, 94. London.

BUKOWY S. 1956. Observation on the sedimentation of the Babice Clays (Paleoc
in the Middle Carpathians. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 4. Warszav

CAILLEUX A. 1937. Methode d'étude de la morphologie des grains de sables.
C.-R. Soc. Géol. France 16. Paris.

— 1938. Le forme des grains des quelques sables du Groenland. — Ibidem,

— 1943. Distinction des sables marins et fluviatiles. — Bull. Soc. Géol. Fra
13. Paris.

CAROZZI A. 1952. Les phénoménes de courrants de turbidité dans la sédimentati
alpine — Une hypotése de travaille. — Ibidem, 5.

CROWELL J. C. 1955. Directional-current structures from the Pre-alpine Flys
Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 66. New York.

CURRAY J. R & GRIFFITS J. C. 1955. Sphericity and roundness of quartz gra
in sediments. — Ibidem, 66.

DAPPLES E. C. & ROMINGER J. F. 1945. Orientation analysis of fine grai
sediments. — J. Geol., 53. Chicago.

DŻUŁYŃSKI S. & KINLE J. 1957. O zagadkowych hieroglifach na górnych p
wierzchniach piaskowców beloweskich (Problematic hieroglyphs of proba
organic origin from the Beloveza beds — Western Carpathians). — R
P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol)., t. XXVI. Kraków.

DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle te
prądów zawiesinowych (Origin of groove casts in the light of turbid
current hypothesis). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.

DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A. & ŚLĄCZKA A. 1957. Utwory wirowe w łupka
fliszowych Karpat (Sandstone whirl-balls in the silts of the Carpath
Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI. Kraków.

EARP J. R. 1938. The higher silurian rocks of the Kerry district, Montgomeryshire.
Quart. J. Geol. Soc. London, 94. London.

ERICKSON D. B., EWING M. & HEEZEN B. 1951. Deep-sea sands and submar
canyons. — Bull. Geol. Soc. Amer., 62. New York.

— 1952. Turbidity currents and sediments in northern Atlantic. — Bull. Am
Ass. Petrol. Geol., 36. Tulsa.

FAIRBRIDGE R. W. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies.
Ibidem, 30.

FUCHS T. 1895. Studien über Fukoiden und Hierogliphen. — Denkschr. Ak
Wiss. Wien. Math. -Naturw. Cl. K, 62. Wien.

GANNS O. 1942. Submarine Orogenese in der karpatischen Flyschzone. — N.
Min. Geol. Pal. Beil. B. Abt. B. Stuttgart.

GLANGEAUD L. 1938. Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchu
de la Gironde. — Bull. Soc. Géol. France 8. Paris.

GOŁĄB J. 1947. Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego (Hydrologi
characteristic of the Gubałówka Range near Zakopane). — Biul. P. I. G. (B
Serv. Géol. Pol.) 32. Warszawa.

— 1950. Konferencja w sprawie regionu podhalańskiego. — Wiad. Muzeum Z
mi, t. V. Warszawa.

— 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonic of the Flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. Letrr. Łódź, 5. Łódź.

GÖTZINGER G. & BECKER H. 1952. Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (neue Fossilfunde). — Jb. Geol. Bundesanstalt, 82. Hannover.

— 1934. Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. — Senckenbergiana, 16. Frankfurt a. M.

GREENMAN N. N. 1951. The mechanical analysis of sediments from thinsection data. — J. Geol., 59. Chicago.

GÜRICH G. 1933. Schrägschichtung und zapfenförmige Fliesswülste im „Flagstone" von Pretoria. Ztschr. Dt. Geol. Ges., 85. Hannover.

HAAF E. ten 1956. Significance of convolute lamination. — Geol. en Mijnbouw, 18. Gravenhage.

— 1957. Tectonic utility of oriented resedimentation structures. — Ibidem, 19.

HÄNTSCHEL W. 1935. Fossile Schrägschichtungs-Bögen, „Fliesswülste" und Rieselmarken aus dem Nama-Transvaal-System (Südafrika) und ihre rezente Gegenstüke. — Senckenbergiana, 17. Frankfurt a. M.

HJULSTROM F. 1936. Studies on the morpohological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. — Bull Geol. Inst. Univ. Uppsala, 25. Uppsala.

JONES O. T. 1937. On the sliding and slumping of submarine sediments in Denbigshire, North Wales, during the Ludlow period. — Quart. J. Geol. Soc. London, 95. London.

— 1939. The geology of the Colwyn Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian period. — Ibidem, 97.

KIESLINGER A. 1937. Eine boden-physikalische Betrachtung der Gefliess-Marken (Fliesswülste). — Senckenbergiana, 19 Frankfurt a. M.

KOPSTEIN F. P. H. W. 1954. Graded bedding of the Harlech Dome. — Publ. Geol. Inst. Groningen, no. 81. Groningen.

KRUMBEIN W. C. & PETTIJOHN F. J. 1938. Manual of sedimentary petrography. New York.

KRUMBEIN W. C. & SLOSS L. L. 1955. Stratigraphy and sedimentation. New York.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1948. Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in Carpathian Flysch). — Rocz. P. T Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVII. Kraków.

— 1951. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XIX.

— 1954. Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXII.

KUENEN P. H. 1948. Turbidity currents of hight density. — Int. Geol. Congr. 18th Sess. Rep. 8. London.

— 1951. Properties of turbidity currents of high density. Spec. Publ. Soc. Econ. Pal. Min., 2. Tulsa.

— 1952a. Estimated size of the Grand Banks turbidity current. — Amer. J. Sci., 250. New Haven.

— 1952b. Paleogeographic significance of graded bedding and associated features.— Proc. Kon. Akad. Wetensch., Ser. B, vol. 55. Amsterdam.

— 1953a. Significant features of graded bedding. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 37. Tulsa.

— 1953b. Graded bedding with observation on Lower Paleozoic rocks of Britain. — Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Aft. Nat., 1-ste Reeks, 20. Amsterdam.

— 1957a. Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — Verh. Kon. Ned Geol. Mijnbouw. Genootschap, Geol. ser. 17. Gravenhage.

— 1957b. Sole markings of graded graywacke beds. — J. Geol., 65, Chicago.

KUENEN P. H. & CAROZZI A. 1953. Turbidity currents and sliding in geosynclina basins of the Alps. — Ibidem, 61.

KUENEN P. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. & FALLOT O. 1957. Observation sur les flyschs des Alpes Maritimes françaisses et italiennes. — Bull Soc. Géol. France 7. Paris.

KUENEN P. H. & MENARD H. W. 1952. Turbidity currents, graded and non graded--bedding. — J. Sedim. Petrol., 22. Urbana.

KUENEN P. H. & MIGLIORINI C. I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol., 58. Chicago.

KÜHN-VELTEN H. 1955. Subaquatische Rutschungen in höheren Oberdevon des Sauerlandes. — Geol. Rundschau 44 Sonderb. Stuttgart.

KUŹNIAR W. 1907. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, 42. Kraków.

— 1909 Eocen Tatr i Podhala. I. (Das Eozän der Tatra und des Podhale). — Ibidem, 44.

— 1910. Próba tektoniki fliszu na północ od Tatr (Versuch einer Tektonik des Flysches nördlich von der Tatra). — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cracovie sér. A. Kraków.

LIPPERT H. 1937. Gleit-Faltung in subaquatischen und subaerischen Gestein. — Senckenbergiana, 19. Frankfurt a. M.

MIGLIORINI C. I. 1944. Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 48. Roma.

— 1949. Sedimentatione delle brecciole calcaree e del macigno. — Mem. Soc Toscana Sci. Nat. Atti, ser. A, 56. Pisa.

— 1950. Dati a conferma della resedimentazione delle arenarie del macigno. — Ibidem, 57.

NATLAND M. L. & KUENEN P. H. 1951. Sedimentary history of the Ventura basin California and the action of turbidity currents. — Spec. Publ. Soc. Econ. Pal Min., 2. Tulsa.

NEVIN CH. 1946. Competence of moving water to transport debris. — Bull. Geol Soc. Amer., 57. New York.

NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). Kraków.

PRENTICE J. E. 1956. The interpretation of flow-markings and load-casts. — Geol Magazine, 93. Hartford.

RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI. Kraków.

RECH-FROLLO M. 1950. Grés du Flysch — Bull. Soc. Géol. France 20. Paris.

RICH J. L. 1950. Flow-markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for recognition of "slope" deposits, with illustrations from the Silurian rocks of Wales. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 34. Tulsa.

RICHTER R. 1935. Marken und Spuren im Hunsrückenschiefer; I. Gefliess-Marken. — Senckenbergiana, 17. Frankfurt a. M.

— 1936. Marken und Spuren im Hunsrückenschiefer: II. Schichtung und Grundleben. — Ibidem, 18.

— 1937. Marken und Spuren aus allen Zeiten I-II. — Ibidem, 19.

RÜCKLIN H. 1938. Strömungs-Marken im unterem Muschelkalk des Saarlandes. — Ibidem, 20.

RUSSEL D. R. & TAYLOR R. T. 1936. Roundness and shape of Mississipi River sandstone. — J. Geol., 45, Chicago.

SIGNORINI R. 1936. Determinatione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni areanacee dell'Appenino Settentrionale. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 55. Roma.

— 1943. Sull'ambiente di sedimentazione delle formazioni marnoso areanacea romagnola. — Ibidem, 62.

SHROCK R. R. 1948. Sequences in layered rocks. New York.

TRASK P. D. 1950. Applied sedimentation. New York.

VAŠIČEK M. 1953a. Podminky vzniku teglu šliru a flyše a problém jejich stratigrafie (Conditions of the origin of tegel, schlier and flysch and the problem of their stratigraphy). — Sborn. Ústr. Úst. Geol. ČSR, 20. Praha.

— 1953b. Frakcjonovana sedimentace a sedimentárni ložiska (Graded bedding and some sedimetary mineral deposits). — Ibidem.

VASSOEVIČ N. B. 1953. O niekotorych fliševych teksturach. — Trudy Lvov. Geoł. Obšč. geoł. ser., 3. Lvov.

WIESER T. 1954. Spostrzeżenia nad sedymentacją zlepieńców fliszu karpackiego (Some observations on the sedimentation of conglomerates in the Carpathian Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.

WATYCHA L. 1950. Konferencja w sprawie regionu podhalańskiego. — Wiad. Muzeum Ziemi, t. V. Warszawa.

А. РАДОМСКИ

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛИША ПОДГАЛЯ (ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

Слои подгальского флиша занимают тектоническую депрессию между возвышениями Татр и пенинского клиппового пояса. Они состоят почти исключительно из взаимно прослоивающихся песчаников и сланцев. Эти слои верхне-эоценового — нижне-олигоценового возраста.

ТИПЫ СЛОИСТОСТИ

В пластах мощностью выше от 30 см. выступает *фракционная* слоистость. Независимо от мощности пластов она проявляется однакоже всегда в пластах содержащих хотя незначительную примесь более толстого материала. Чаще всего встречаются 4 типа фракционной слоистости: полная, прерывная, пенсиметрическая и многократная фракционная слоистость (Książkiewicz 1954). Крайним типом фракционной слоистости, в котором выступает только одна фракция, яв-

ляются однородные песчаники (Kuenen & Menard 1952, Książkiewic 1954, Dżułyński & Radomski 1955). Материал хорошо сортирова Коэффициент сортировки Траска равняется от 1,16 до 2,8 (фиг. 2

В мелкозернистых верхних частях пластов сортировка обыкно венно лучше, чем в нижних частях с более толстым зерном. Средни диаметр зерна уменьшается по мере удаления от подошвы плас (фиг. 3). В случае пластов с многократной фракционной слоистость средний диаметр зерна в прослойках более толстого материала те менее, чем данная прослойка находится ближе кровли пласта. При месь более толстого материала обыкновенно незначительная и не пре вышает 10-15%. Максимальная встречаемая величина зерен не пре вышает 2-3 сантиметров.

В пластах с фракционной градацией появляются иногда фра менты сланцев величиной от части сантиметра до нескольких деся ков сантиметров. Они или рассеяны беспорядочно во всем пласте, ил группируются вблизи кровельной или подошвенной поверхности. Эт два последние случая значительно более часты чем первый. Возмож но, что размещение этих фрагментов зависит от плотности суспе зионных течений и их скорости. В плотных суспензионных течения эти фрагменты осаждаются как последние и нагромождаются на вер них поверхностях пластов. В пластах образованных из разреженны течений они собираются вблизи подошвы пласта.

Ориентировка зерен обозначается иногда в песчаниках с больши содержанием вяжущего вещества. Укладка зерен черепичная. Изм рения направлений укладки зерен даже в соседних пластах предст вили собой очень разные величины. Может быть, что укладка ср внительно мелкого материала образована турбуленциями в суспе зионном течении.

Степень окатания зерна кварца очень слабая (фиг. 4a-e; пл. XXXV фиг. 1). Она не зависит от местоположения образца в пласте. Кажетс что это подтверждает предположение, что песчаники с фракционно градацией образовались в течение одного, кратковременного сед ментационного акта. В случае еслибы фракционирование было резул татом изменений напряжений эрозии на соседнем материке, доставл ющем материал, или эффектом изменений в положении дна седиме тационного бассейна, следовало бы ожидать, что эти процессы был бы каким нибудь образом регистрированы в морфологии зерна.

В сланцах выступает иногда небольшое количество зерен кварц обыкновенно хорошо окатанных (фиг. 4f и 5; пл. XXXVI, фиг. 2 Часть этих зерен, особенно эти, которые имеют поверхности характе ные для эоловых песков, могли быть нанесены из соседнего материк

Ламинированная слоистость. Она выступает в тонких пластах. Диаметр зерен не превышает 0.14 мм, а в среднем равняется от 0,06 до 0,09 мм. Сортировка 1,14 - 1,45. Ламинация вызвана многократным повторением ясных и темных тонких слоев (ламин).

Темные слои образуются вследствие нагромождения глинистой субстанции. Границы между ясными и темными ламинами неотчетливы. В ламинах градация материала не была констатирована, равно как и разница величины зерен в ясных и темных прослойках. Были наблюдаемы два типа ламинированной слоисти — градационный и разноламиновый (Książkiewicz 1954).

Диагональная слоистость. Она выступает тоже в тонких пластах. Характер ламин и мощность материала похожая как и в ламинированной слоистости. Часто можно наблюдать переход этих двух типов слоистости друг в друга. Ламины вогнуты к верху. С кровельной поверхностью они образуют угол ок. 15 - 20°. К подошвенной поверхности они доходят тангенциально. Скорость течений образующих пласты с фракционной градацией не превышала 20 - 30 см/сек.

Сложная слоистость. С фракционной слоистостью соединяется очень часто ламинированная, или же более редко диагональная слоистость. В таких случаях последние два типа образуют кровельные партии пласта с фракционной градацией. Часто встречается слоистость состоящая из диагонально ламинированной слоистости. На рис. 9 представлена частота выступания отдельных типов простой и сложной слоистости.

НЕОРГАНИЧЕСКИЕ ГИЕРОГЛИФЫ

Гиероглифы *волочения* образуются вследствие волочения по дну суспензионным течением фрагментов сланцев (Dżułyński & Radomski 1955) или обломков бревен (пл. XXXVIII, фиг. 2).

Ударные гиероглифы (пл. XXXVIII, фиг. 1) образуются вследствие удара о дно твердого предмета несенного течением, который после образования борозды уносится течением далее. Похожие формы образуют большие зерна песка увлекаемые течением по дну (пл. XXXVII, фиг. 2).

Среди гиероглифов *течения* автор выделил плоский тип „нормальный" (пл. XXXIX, фиг. 1) и тип подковообразный (фиг. 10), а также *следы оплывания* (пл. XXXIX, фиг. 2).

НАПРАВЛЕНИЕ ТРАНСПОРТА МАТЕРИАЛА

На основании измеренных на всей описанной территории направлений диагональной слоистости и гиероглифов течения а также во-

лочения (фиг. 12 - 15, 23 и 24) автор приходит к заключению, что основным направлением течений во флишевом бассейне Подгаля было широтное направление из запада на восток.

Направление гиероглифов выступающих на поверхностях пластов с диагональной слоистостью не всегда согласно с направлением наклона ламин в этих пластах. Этот факт и региональное отклонение направления диагональной слоистости в сравнении с направлениями механических гиероглифов, кажется подтверждают мнение (Dżułyński & Radomski 1955), что между пластами с диагональной слоистостью и выступающими на их нижних поверхностях механическими гиероглифами нет причинной связи.

ЭКЗОТИКИ ВО ФЛИШЕ ПОДГАЛЯ

Можно выделить два района выступания пластов с экзотиками: западный и восточный. В западном районе количество пластов и мощность материала в конгломератах уменьшается в направлении из запада на восток. В этом направлении уменьшается тоже количество песчаниковых пластов, а осадки становятся более глинистыми. В восточном районе расположение материала обратное. Это явление можно объяснить следующим образом. Суспензионные течения образуются на берегах бассейна и нагромажденный там материал переносят и откладывают потом второй раз в глубинной части бассейна. Что касается восточного Подгаля в выдвинутых более всего в восточном направлении партиях бассейна в прибрежных его частях находились толстозернистые осадки, а к западу величина обломчатого материала уменьшалась. Суспензионные течения, которые родились в береговых частях бассейна покрытых грубообломчатым осадком, образовали пласты с толстозернистым экзотиковым материалом. Течения, которые начинались из отрезков побережий находящихся более в западном направлении несли уже только более мелкий материал.

МАССОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Конволютная слоистость. Некоторые пласты указывают смятие строящих их тонких слоев, а подошвенные и кровельные поверхности остаются ненарушенными. Деформации могут охватывать или целый пласт, или его часть и угасают в верхних партиях пласта. Передвижение материала было незначительное и произошло почти одновременно с его седиментацией. (фиг. 17).

Седиментационные складки. (фиг. 18 и 19). Выступающие над и под этими структурами пласты, залегающие почти горизонтально, свиде-

тельствуют о том, что это седиментационные структуры. Пласты во время образования складок были в пластическом состоянии. Не наблюдается никаких прерывных деформаций.

Подморские *оползни*. Можно выделить три типа оползней. В первом (фиг. 20 a) — пласты захваченные оползневым движением были согнуты и свинуты, но сохранили свой индивидуализм. В другом типе оползней (фиг. 20 b) пласты потеряли свои первичные очертания. Их фрагменты находящиеся в оползне имели уже первичные неопределенные формы, которые образовались лишь только во время движения. В третьем типе оползневая эрозия дошла очень глубоко и в оползневом материале нашлись фрагменты песчаников, которые были уже диагенезированы во время образования оползня (фиг. 22).

ANDRZEJ RADOMSKI

THE SEDIMENTOLOGICAL CHARACTER OF THE PODHALE FLYSCH

(Summary)

ABSTRACT: A description is here given of various types of bedding in the Podhale flysch (Carpathian Mts.). Frequency of their occurrence is discussed. Due consideration is given to the granulometric composition of sandstones, morphology of grains and their orientation. The following types of inorganic hieroglyphs are described: drag casts, impact casts, flute casts, rill casts and grooves. From the distribution and orientation of flute casts and cross-bedding it appears that the predominant direction of supply by turbidity currents was from west to east. Beds with exotic boulders and slump structures are also discussed. A short chapter deals with organic hieroglyphs.

Podhale flysch deposits cover an area of about 460 sq. km. They fill a tectonic depression bordered from the south by the elevated Tatra massif and from the north by the Pieniny Klippen Belt.

In the southern part of the investigated area the Podhale flysch sediments pass downward into basal conglomerates which rest uncomformably upon the older rocks of the Tatra series. These conglomerates are of the Middle Eocene age whereas the Podhale flysch itself is of the Upper Eocene and the Lower Oligocene age.

Within the Polish territory the contact of the Podhale flysch rocks with the Klippen Belt is everywhere a tectonic one. There is good reason to believe that during the Paleogene the Klippen Belt area, whether emerged or not, must have separated the Podhale flysch basin from the Magura basin situated to the north of the Klippen Belt.

Podhale flysch deposits consist of sandstones alternating with shale: The sandstones are usually fine-grained and contain numerous musco vite flakes. They are comented by calcareous matrix. Calcareous matte occurs also in the shales.

In some places conglomerate layers are to be found. In the lowe part of the Podhale flysch lenses and layers of ferrous dolomites als occur.

J. Gołąb (1950) divided the Podhale flysch into three member: 1- Zakopane beds characterized by a predominance of shales and dar colouration of rocks, 2- Chochołów beds with thick-bedded sandstone and 3- Ostrysz beds. The latter contain more coarse material as compare with the lower units but are limited to an insignificant area.

In the Chochołów beds the proportions of shales to sandstones in creases towards the east.

TYPES OF BEDDING IN THE PODHALE FLYSCH

Graded bedding

Graded bedding occurs most frequently in thick sandstone beds. Th average thickness of these beds is approximately 40 cm. Many of the attain the thickness of one m. or even more. Non-graded and thick-bedde sandstones are rather scarce.

Wedging out of sandstones with graded bedding has not bee observed although some of them were traced over a distance of sever hundreds of meters. The soles of the sandstones in question display nu merous flute casts, drag casts, load casts.

The following types of graded bedding have been observed in th Podhale flysch.

1- Continuous graded bedding (Książkiewicz 1954, ideal type Kuenen 1953a) with a gradual change from the coarse sandstone to th shale. This type is rare.

2- Discontinuous graded bedding (Książkiewicz 1954) with a rapi change in the size of grains inside the sandstone bed or at its top. Th latter is of widespread occurrence in the Podhale flysch.

3- Symmetrical graded bedding (Książkiewicz 1954). It appears i thin-bedded and very fine-grained sandstones. Comparatively more coar grains tend to be accumulated in the middle part of the bed from whe they gradually change to finer sediments towards the top and the botto of the beds. Lamination may occur near the bottom and the top surface It is accentuated by the presence of muscovite flakes and plant detritu

Turbidity currents are thought to be responsible for the origin of lamination in the flysch sandstones (Kuenen 1953a, Kopstein 1954, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). In the discussed case one can suggest either the action of several succesive currents or pulsation in one current which deposited the whole sandstone bed. Judging from the size of the quartz grains the turbidity currents which laid down the discussed beds must have been diluted and slow.

The intensity of flow reached its maximum during the deposition of the middle part of the sandstone bed and then diminished again.

4- Pen-symmetrical graded bedding (Książkiewicz 1954). Layers with this type of bedding display sharply defined lower surfaces. This part of the bed which rests immediately on the shale consists of fine grained sediment. It is covered by coarse material which shows typical graded bedding. The whole layer in question, which is a composite one, has been produced by at least two succesive turbidity currents.

5- Multiple graded bedding (Książkiewicz 1954, recurrent grading of Kuenen 1953). A bed of this type is composed of several graded layers. Beds, which consist of two or three such layers seem to be the most common in the Podhale flysch. There is a gradual diminishing of maximum grain size in each layer towards the top of the composite bed in question.

6- Homogeneous sandstones. They consist essentially of grains of one size. But some of them may display indistinct and very delicate grading which can be recognized in thin sections only. Homogeneous sandstones owe their origin to turbidity currents (Kuenen & Menard 1952, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). The absence of coarser grains should be explained either by selection during long transport or by the original absence of coarse sand in the source material. The discussed sandstones are of widespread occurrence in the Podhale flysch.

In one case the writer has observed a type of bedding transitional between true graded bedding and homogeneous bedding. Some parts of this bed display graded bedding with coarse material at the bottom, whereas in others coarse sediment is absent and the appearance of the whole bed in vertical section is that of a homogeneous layer (fig. 1).

Granulometry of graded sandstones

Samples for mechanical analysis were crushed and then sieved. The results of the mechanical analysis are presented in fig. 2.

The maximum size of clastic particles in the graded beds of sandstone varies from 2-3 mm. to 2-7 cm., but only few beds contain

pebbles. In typical beds the mean diameter of grains is about 0.3 mm at the base. The mean diameter of grains decreases towards the top the bed, together with the decrease of the maximum size of grains (fig. 3

The sorting coefficient (So $= \sqrt{q_1/q_3}$ introduced by Trask) vari from 1.16 to 2.8. Usually sorting is better at the top of the bed than the base. The sorting coefficient and mean grain diameter of sampl collected from different parts of beds is given on chart 1. The goo sorting of graded sandstones in the Podhale flysch is probably due long transport by turbidity currents.

The problem of numerous shale fragments which occur within th sandstone layers is of special interest. They do not differ from the shal which alternate with sandstones. The shale fragments frequently ha irregular shapes and sharp edges, but rounded shale fragments are al found. Their dimensions range from a fraction of a centimeter to or meter (the largest observed block of shale measured 100×80×8 cm. Some of them are oblique to the bedding and in such cases the beddir cleavage in fragments of shales does not show any relation to the beddir of sandstone and shales.

The shale fragments may be distributed at random in the bed, they tend to accumulate at the top or at the base of the beds (Dżuły ski & Radomski 1955). The latter cases ar most frequent. Differences the distribution of shale fragments are probably caused by differenc in density and velocity of turbidity currents. Shale fragments carried b dense and swift currents may have been laid down during the late stag of deposition. In slow and dilute currents they are dragged along th bottom and accumulate at the base of the beds (Radomski 1957).

The shale fragments owe their origin to the erosive action of turb dity currents. It is possible that those fragments which were deposit near the places they derived from tend to accumulate in the lower par of the beds. These enclosed in the upper parts of sandstone beds ha been transported in the current over a rather long distance.

Rounding of grains in graded sandstone beds

Five classes of rounding are accepted in this paper and marked b numbers 0.1 to 0.9 (Krumbein & Sloss 1955). The obtained data a shown in diagrams (fig. 4*a*-*e*).

Rounding of grains in graded sandstones is very poor. The degr of rounding of grains of the 0.3 mm. size is 0.2 to 0.3, hence the grai are angular or subangular. It is probable that the material building th flysch sandstones stayed in the littoral zone during a short period onl and was rapidy redeposited well under the wave base.

The degree of rounding of sand grains in the particular fraction is the same over the entire profile of a graded bed. This fact seems to confirm the hypothesis of rapid sedimentation of graded beds and contradicts the supposition that grading in the flysch sediments reflects erosion cycles or diastrophic processes on lands adjacent to the flysch basin.

Some sand grains occur in shales which alternate with sandstone beds. The diameters of these grains range from 0.2 to 1 mm., and their mean diameter is 0.3-0.4 mm. About 50% of grains are rounded or subrounded. The mean value of the degree of rounding is 0.5-0.6 (chart 3 and fig. 4). Many of them show glassy surfaces. The best rounded grains (degree of rounding 0.9) have pitted surfaces, a feature characteristic of eolian sands.

Differences between the rounding of sand grains from shales and sandstones are presented in fig. 5 and on pl. XXXVI (see also text-figure 4*f* and chart 3).

Some shales, especially these with admixture of sand and overlying graded sandstones should also be considered as sediments laid down by turbidity currents (Crowell 1955, Dżułyński & Radomski 1957). However the bulk of the shales accumulated slowly as "pelagic" sediments. Sand grains with pitted surfaces contained in this type of shales may be carried by winds from adjacent lands.

Orientation of grains in graded sandstones

Preferred grain orientation is rare. It occurs in sandstones with abundant matrix. Preferred orientation of grains is not encountered in sandstones in which the grains are closely packed. The orientation of grains consists in imbrication of grains and in parallel arrangement and similar inclination of their longest axes. The axes are most frequently inclined at angles of 20° to 35°.

The directions of the longest axes of grains are subject to marked changes, even when measured on succeeding beds. The small number of measurements is not sufficient to allow regional conclusions. It is suggested that the fine grained material owes its orientation to the turbulence of the turbidity currents.

Laminated bedding

Laminated bedding is very common in the Podhale flysch. This type of bedding is characteristic of thin beds. The thickest laminated bed was 60 cm. thick, and the mean thickness of 220 laminated beds was 8.5 cm. The thickness of beds is variable, and sometimes the beds pinch

out. The sandstone beds are sharply deliminated from the underlayin shale. Hieroglyphs, both of organic and inorganic origin occur on th lower surfaces of such beds. The inorganic hieroglyphs are usually smal Fine drag marks produced by sand grains and flute casts are the mos common here. Sometimes large inorganic hieroglyphs are encountered.

Laminated beds are composed of alternating light and dark lamina The thickness of individual laminae ranges from a fraction of a mili meter to 2-4 mm. or even exeptionally 1 cm. The thin laminae are th most common.

The dark laminae contain more clay, coalified plant detritus an muscovite flakes than the light ones. Muscovite and other flat or elongat particles are arranged parallel to the lamination planes.

The laminated sandstones are very fine grained (chart 4 and fig. 6 The mean diameter of grains is 0.06-0.09 mm., and the diameters of th largest grains do not exceed 0.14 mm. The sorting coefficient varies fro 1.14 to 1.45.

The mechanical analysis of laminated sandstones is based on thi section data. The cumulative curves were drawn according to the metho given by N. N. Greenman (1951).

Laminated sandstones occurring at the top of some graded bed have a somewhat coarser grain. The mean diameter of grains in investi gated layers was 0.14 mm. and the maximum diameter 0.4 mm. Th sorting coefficient has a value of 2.4.

The clay substance which is responsible for the dark lamina occurs as irregularly shaped aggregates. To a smaller extent the aggre gates occur also in light laminae, hence the boundaries of laminae ar not sharp (pl. XXXVII. fig. 1).

Grading was not observed within the individual laminae. Also th size of grains in light and dark laminae is the same.

Gradational laminated bedding (Książkiewicz 1954) was frequentl observed in the Podhale flysch. However, in the most common type o bedding the thickness of individual laminae displays no pattern in th profiles of laminated beds.

Cross bedding

Cross bedding occurs very often in the Podhale flysch. As a rul beds which display cross bedding are thin. Maximum thickness observe is 20-30 cm., and the mean thickness of 200 cross-laminated beds is 3.

The thickness of individual beds is not constant, and sometime cross-laminated beds are pinching out. The character of laminae in cross

laminated beds is the same as in the horizontally laminated ones. These two types of bedding may laterally grade one into the other.

The size of grains is also similar to that in the laminated beds. The maximum diameter observed is 0.2 mm. and the medium diameter is 0.06-0.09 mm. Bottomset laminae are well developed, they are tangential to the base surface of the bed, which displays no traces of erosion.

Topset laminae are most frequently eroded, and the angle formed by the top surface of the bed amounts to 15°-20°. Thus the inclined laminae are concave upwards.

Small organic and inorganic hieroglyphs cover the base surfaces of cross-laminated beds.

Torrential cross bedding is very rare in the Podhale flysch (fig. 7).

Sometimes the bed is composed of several sets of laminae. In this case the base surfaces of individual sets rest unconformably on the underlying laminae.

In some cases the topset laminae are preserved (fig. 8). In the shown example there is a thin layer of homogeneous sandstone overlying the cross bedded part. The deposition of this layer might have prevented the erosion of the lower part of the bed.

The velocity of currents wich deposited the cross laminated beds is estimated to have a 20-30 cm./sec. value.

Composite bedding

Graded and laminated bedding occur frequently in the same bed. As a rule grading is then confined to the basal part of the bed, while the top part displays gradational lamination, and passes gradually to the overlying shales. There are often sandy laminae within the shale. They disappear, however, at some distance from the sandstone bed. Contamination of shales by sand might be sometimes visible at comparatively long distance from the sandstone bed, but the lamination is already absent.

Current bedding occurs rarely in the tops of graded beds. When present, the inclined laminae are cut by the top surface of the bed. Laminated siltstones occur sometimes over beds which end current lamination. If so, the boundary between the sandstone and siltstone is not sharp.

Laminated bedding occurring in the basal part of a graded bed was observed in one case only.

Laminated bedding also frequently occur at the top of homogeneous sandstones.

Exeptionally, the top part of a homogeneous sandstone bed may dis play current lamination.

Current and laminated bedding frequently occur in the same bec In this type of bedding the inclined laminae are usually overlaid by th horizontal ones.

Typical criss-cross bedding (Kreutzschichtung) was not observe in the Podhale flysch.

Laminated bedding is the most common in the Podhale flysch, a 39% of beds display this type of bedding. Cross bedding occurs in 25% of beds. The most common type of composite bedding (12%) consists c cross bedding at the base and laminated bedding at the top. The revers case is less frequent (5%). 8% of investigated beds was homogeneou sandstones. Only 3% of beds display distinct grading (fig. 9).

INORGANIC HIEROGLYPHS

Drag marks

Drag marks have recently been described by Ph. H. Kuenen (1957b and S. Dżułyński & A. Radomski (1955). Hieroglyphs of this type are du to fragments of hard material being dragged along the bottom by tu bidity currents. In the Podhale flysch they were ascertained to be forme by fragments of shales and small pieces of wood (Dżułyński & Radom ski 1955). The latter fragments were usually only a few centimetres lo and occur at the and of drag marks. Their axes form the prolongation c the axes of grooves. This orientation clearly refers such structures to th action of currents (pl. XXXVIII, fig. 2).

Ph. H. Kuenen (1957b) has expressed the opinion that a considerab part of groove casts is due to submarine slides. Submarine slides ma undoubtedly, be responsible for a part of grooves. But the majority c groove casts recorded from the Podhale flysch are true drag marks. The often occur in association with flute casts under condition warrantin their contemporaneity. The occurrence of groove casts has never bee ascertained in direct or indirect association with slide masses, which cou be made responsible for their origin.

Many of groove casts indicate the considerable strenth with whic hard objects were knocked against the bottom leaving behind drag mark These hieroglyphs occur as short ridges 1-3 cm. in length, often wit delicate groovings on the surface so characteristic of drag casts. On end of the ridge coalesces with the sandstone surface, while the ridg gradually rises up and has its other end sharply cut off by a vertic plane perpendicular to the surface of the bed and to the axis of th

hieroglyphs (pl. XXXVIII, fig. 1). These forms owe their origin to hard objects being knocked against the bottom, and then flung out of the furrows they have grooved (Dżułyński & Radomski 1955).

Considerable velocity of current transporting the hard material would be needed to give rise to structures of this kind. "*Impact casts*" is the name proposed for such structures.

The steeply raised ends of impact casts are always oriented down--current. Their formation by submarine sliding is hardly acceptable.

Some groove casts, particulary large ones, not associated with flute casts, may be interpreted after Ph. H. Kuenen, Sometimes it may be difficult to distinguish between the two above described types of groove casts.

Flute casts

In the Podhale flysch flute casts are a few to a few score centimetres long and two to six centimetres high. Some of them are curved. If so, the convex wall is steeper than the concave one. The former may be even overhanging.

We shall distinguish (after Rücklin 1938) the following types of flute casts:

Flat flute casts. Their shape is identical with that of the typical flute casts (vide infra), but the surfaces of flute casts of this type are flat. No initial well marked thickening is visible. Height 3-4 mm.

Typical flute casts have been already described by many authors. Usually they are larger on thick layers than on the soles of the thin ones. Exceptions, however, occur (pl. XXXIX, fig. 1).

Hoof-like flute casts occur only on thick layers and often simultaneously with the typical flute casts. They are 3-5 cm. high and 10-30 cm. long. Initial elevation is quite distinct. It widens fan-like. A steep depression bordered by two elevations which resemble the arms of a horse shoe occur in the central part (fig. 10).

Much rarer than the above described types of flute casts are irregular casts composed of several flute casts joined together (fig. 11). Such markings are the result of more advanced erosion.

According to Rücklin (1938) weak laminar currents form the flat flute casts, stronger currents produce the typical flute casts, and the strongest currents may produce either the hoof-like flute casts or the casts composed of several flute casts joined together.

The mode of origin of the flute casts should have been identica with that of the depressions eroded on the down-current side of har objects lying on the bottom. In spite of the frequency of the flute cast no such objects have been found. It seems therefore that Rücklin wa right in his contention that in the case of flute casts the role of har objects has been played by the more resistant parts of the bottom.

Some true crescent casts, however, have been found (pl. XXXIX fig. 2). These are small casts of a shape somewhat similar to that of a hors shoe. A shale fragment is noted on the concave side. The arms continu beyond the fragment, and either gradually widen, though remainin divided by a distinct furrow, or meet and form a single elevation simila to other flute casts. The shape of the casts and the position of shal fragments are identical with structures observable on bottom subjecte to the action of currents.

Markings produced by sand grains

Small grooves frequently occur on the lower surfaces of the sand stone beds. They are 1-2 cm. long, and 1-2 mm. high. At one end they ar thin and indistinct, at the other thicker and wider (pl. XXXVII, fig. 2 The thicker ends are always directed down current. This has been de termined by comparison with the flute casts on the same bed. In som cases, grains of sand have been found in the down current end.

It seems that these markings are the result of the prodding of mu by sand grains carried down by current. Sometimes the grains stuck i the sediment after having formed the grooves, in other cases they wer carried farther on.

Markings on the upper surfaces of beds

Only one instance of such structures has been observed. Two set of small parallel striae consisting of grains coarser than those on the to of the bed intersect at 30°. It seems that these markings have been forme by sand grains dragged by current over the bottom.

DIRECTION OF TRANSPORT

The directions of transport in the Podhale flysch basin have bee obtained from flute casts, drag marks and cross bedding.

Flute casts. Their directions remained fairly constant during th deposition of the Podhale flysch in the whole investigated area. In mos

cases (50-80%) the azimuths of the axes of flute casts are 70°-100°, and their deeper endings are situated westward. The direction of currents, therefore, was roughly from west to east (fig. 12 and 24).

In the western part of the Podhale the predominant direction of currents was SWW-NEE, the azimuth of axes is 70°-80°. In the eastern part of the Podhale the axe of flute casts run west-east. In the northern part of the Podhale, near its contact with the Pieniny Klippen Belt, directions of currents sometimes differ from the predominant directions. It seems that these deviation are merely local and due to submarine elevation formed by the Pieniny Klippen Belt.

Drag marks. Azimuths of axes are in most cases (60-80%) contained between 70°/250° and 100°/280° (fig. 13 and 23) and therefore similar to those of flute casts.

In the western part of Podhale the directions are roughly west-east. Two maxima of frequency for the 70/250° azimuth and 100/280° azimuth can be observed. In the eastern part the 100/280° azimuth predominates. Curiously enough, in both above mentioned areas the directions of the drag casts are somewhat inclined southward to the direction of the flute casts.

Striation due to the dragging of sand grains. Also these markings indicate that predominant direction of transport was from west to east (fig. 14).

Cross bedding. The directions of cross bedding have been obtained in each case from two, when possible perpendicular, sections of bed. The direction of cross bedding changed much more than the direction of the above described casts. About 75% of directions are contained between azimuths 60°-130°. The direction of currents was mainly from west to east. Directions of currents perpendicular or opposed to this predominant direction are extremly rare. The most frequent directions are contained between azimuths 110°-130° (fig. 15 and 24). The directions of cross bedding are distincly inclined southward of the directions of the above described casts.

The direction of casts on cross bedded beds is not always the same as that o the dip o laminae. Differences reach 20°-30°. This as well as the regional southwards inclination of the cross bedding directions in relation to the casts, seem to agree with the suggestion of Dżułyński & Radomski (1955) that in some cases there is no genetical connection between the cross bedded layers and mechanical casts on their lower surfaces.

EXOTICS IN THE PODHALE FLYSCH

Small exotic fragments (up to 4-5 cm.) occur in lower parts of grade beds. Great exotic fragments (up to 20-30 cm.) occur in non-graded, fre quently lenticular beds. No arrangement of these fragments within th bed is visible. It seems that such lenticular beds are the result of violen submarine slumps too dense to produce gradation.

In the western part of the Podhale, conglomerates occur in the Cho chołów beds. The size and quantity of exotic fragments diminishes eastwar till they disappear. The relation of the quantity of shales to the quantit of sandstones increases eastward. Both phenomena indicate the sam direction of currents as that obtained from casts and from cross beddin

In the eastern part of Podhale, conglomerates occur in the Zakopan beds. The size and quantity of exotic fragments diminishes westwar This could seem to disagree with the direction of currents obtained c other data. A plausible explanation, however, may be presented. Materia transported by turbidity currents was originally deposited in the littora zone. A great diversity of deposits should be here expected. In som parts of the coast (e. g. near the outlets of intensely eroding stream below the cliffs etc) coarse material may gather, while finer graine material will prevail in other parts. Turbidity currents whose clasti derived from the area covered with coarse fragments subsequently form ed conglomeratics beds. Currents originating from areas with fine grained clastics subsequently deposited graded sandstones in the centra parts of the basin. In the eastern Podhale the coarsest material wa gathered near the shore more to the east, while the western parts of th shore were the source of finer clastics. Such a distribution of clastics i the littoral zone originated the present distribution of exotics.

The principal land of provenance of the clastics should have bee situated west or west-south-west of the Podhale flysch basin. Suc a position seems to agree with Kuenen's (1957a) hypothesis that the ro of longitudinal transport in elongated basins is important. The grea thickness and the vast area occupied by the Podhale flysch seem t indicate that the land in question was rather large.

The distribution of clastics in eastern parts of Podhale implies th existence of subordinate lands of provenance situated north or south c the basin. Turbidity currents, in their initial phases perpendicular to th longer axis of the basin, subsequently changed their direction to longitu dinal and flowed down-slope over the bottom.

The investigated part of the Podhale flysch probably represents th central parts of the basin. The outer parts have probably been destroye by erosion.

The petrographic character of clastics in the Podhale flysch (fig. 16) does not allow to identify their land of provenance with the Tatra Mts.

CONVOLUTE BEDDING

Convolute bedding is very common in the Podhale flysch. Its occurrence is always limited to the fine-grained sandstone beds, and usually to central parts of such beds. Deformations disappear near the upper surface of the bed. Sometimes, however, the upper surface intersects the folds. In most cases, it is impossible to determine the direction of folds. It seems that the folds have been formed simultaneously or nearly simultaneously with the formation of beds (fig. 17).

SLUMPING AND CREEPS OF SEDIMENT

Sedimentary folding

Such a structure is visible in fig. 18. No faults or cracks could be found. On the other hand, thickness varies in the different parts of folds. All this implies the plasticity of the beds in question during the folding. The contacting beds are not folded.

A similar structure on a greater scale, is visible in fig. 19. The amplitude of the folds is ca 3.5 m. It seems that only one bed, ca 1 m. thick, is folded. A non-folded bed lies discordantly on the partially destroyed folds. On the lower surface of the folded bed some slightly deformed hieroglyphs are preserved. Fragments of sandstone which stick between the folds are irregular in shape though to some extent adjusted to the interesticial spaces left during the folding of the beds. These phenomena imply the plasticity of the folded beds. The persistence of hieroglyphs is probably the result of the protecting rôle played by the contacting muddy sediment.

Submarine slumps

We can distinguish three types of submarine slumps:

1. Sandstone beds have been deformed and torn up, but their individuality is still recognizable, as original surfaces of beds have been preserved (fig. 20a).

2. Original surfaces of beds have been destroyed. The present shape of sandstone is due to the slumping (fig. 20b).

3. This type of slumps is usually limited to muddy conglomerates. Besides the plastically deformed sandstones, sharp edged fragments of

sandstones occur. In one instance a fragment of sandstone bed with th adjoining shale has been found. The slump, therefore, reached down to th diagenesized beds.

In all the above described types of slumps, small sandstone bal occur (fig. 21). On the other hand, no typical mud balls have been foun It seems, therefore, that during the slumping the muddy sediments hav been more mobile than the sandy ones.

In some cases sandstone balls have been found in the shales betwee sandstone beds not subjected to a slump. Such sandstone balls could b considered remnants of a slumping mass left behind it in the substratu over which the slump travelled. They are much more frequent than th slumps themselves, and may be traced in a single shale layer over gre distances. On these data one can suppose that some slumps at least trave led over rather considerable distances.

ORGANIC LIFE

In the Podhale flysch basin organic life was rather scarce. Neith pelagic nor benthonic Foraminifera are more than sporadic in the shale The only other fossils in the Podhale flysch are rare fish remains an organic hieroglyphs. Subphyllochorda and *Paleodiction* (Fuchs 1895) a frequent.

FINAL REMARKS

The most important lithological and sedimentological features Podhale flysch are as follows: Sandstones are relatively fine-graine Lamination and cross bedding are more common than other types bedding. Sand grains in sandstones are poorly rounded, sand grains shales are well rounded.

The investigated sediments probably represent the central part the basin. The material of sandstone beds has been transported in tu bidity currents over long distance.

Department of Geology
of the Jagellonian University of Cracow
Kraków, January 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXVI-XXXIX

DESCRIPTION OF PLATES XXXVI-XXXIX

PL. XXXVI

Fig. 1

Kształt ziaren piasku w piaskowcach × 20
Shape of sand grains in sandstones × 20

Fig. 2

Kształt ziaren piasku w łupkach × 20
Shape of sand grains in shales × 20

PL. XXXVII

Fig. 1

Warstwowanie laminowane × 24
Laminated bedding × 24

Fig. 2

Ślady tarcia piasku o dno
Markings of sand grains dragged over the bottom

PL. XXXVIII

Fig. 1

Ślady wleczenia. W prawym górnym rogu widoczny hieroglif uderzeniowy
Groove casts. Impact cast discernible in right top corner

Fig. 2

Zwęglone fragmenty drzewa w zakończeniach śladów wleczenia
Carbonised wood fragments at terminations of groove casts

PL. XXXIX

Fig. 1

Hieroglify prądowe
Flute casts

Fig. 2

Ślad opływania
Flowage casts

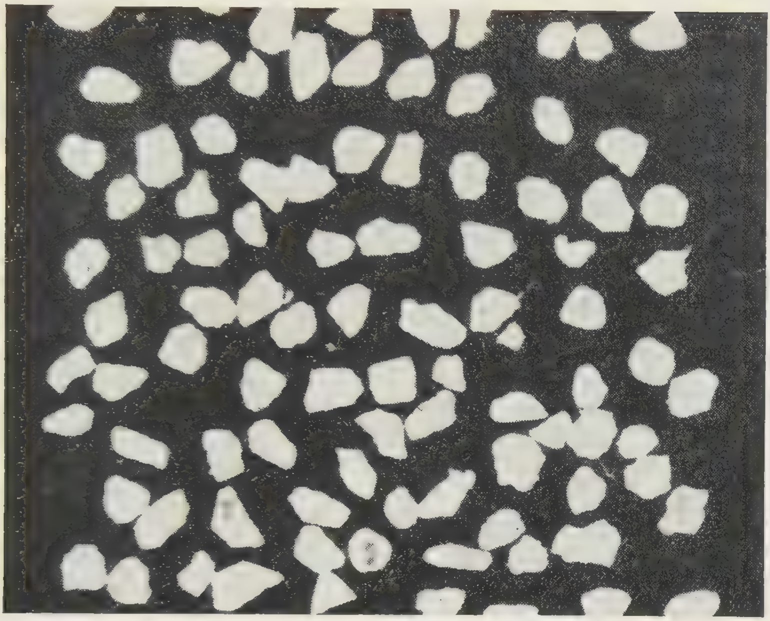


Fig. 1

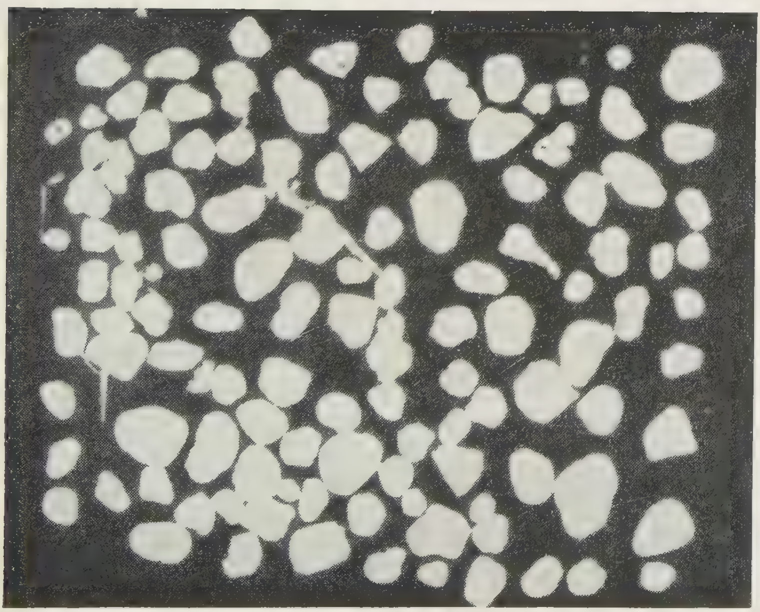
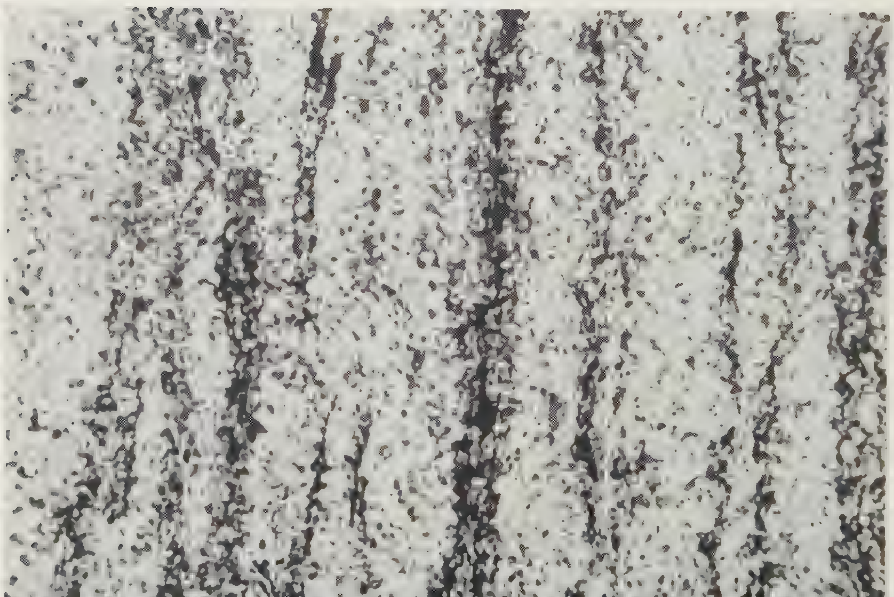


Fig. 2





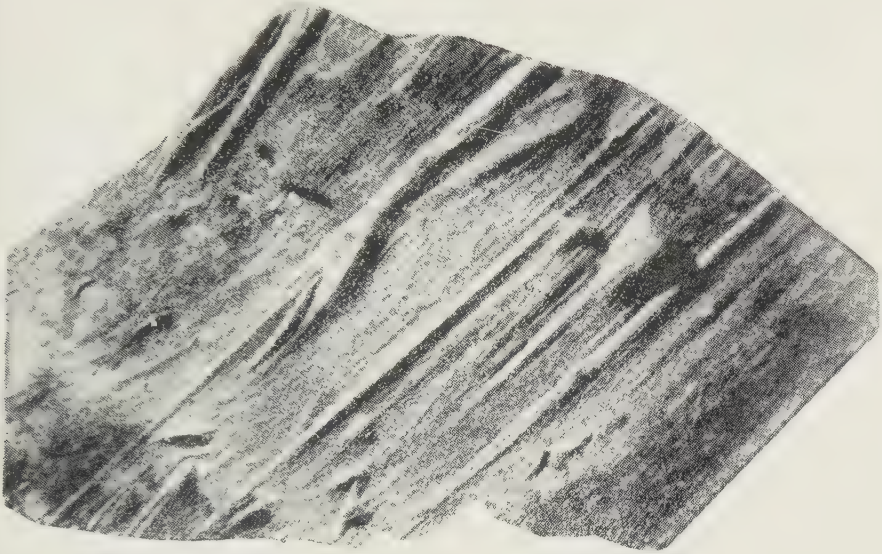


Fig. 1



Fig. 2

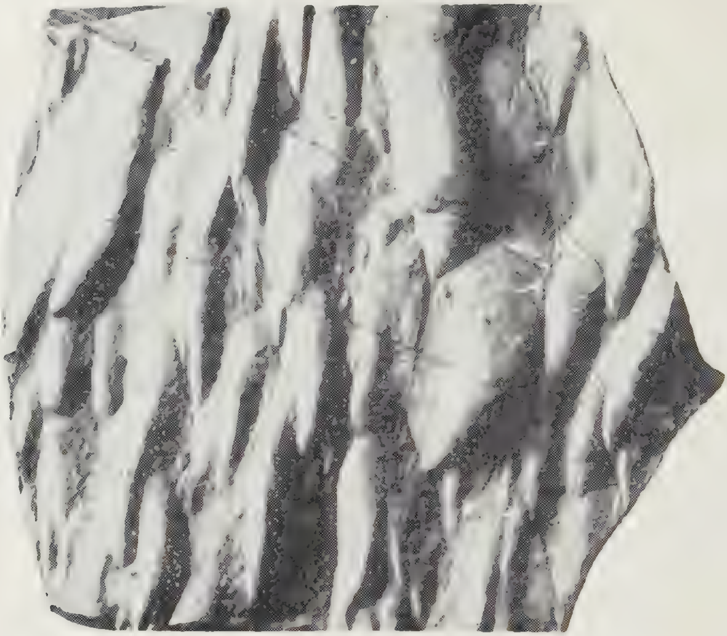


Fig. 1



Fig. 2

KRYSTYNA GRZYBEK i BRONISŁAW HALICKI

Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim

STRESZCZENIE: Spośród zjawisk związanych z podmorskimi ruchami grawitacyjnymi osadów wyróżniono we fliszu podhalańskim mikrozaburzenia spływowe, ześlizgi i osuwiska właściwe. Nasilenie tych zjawisk w dolnych ogniwach stratygraficznych fliszu maleje ze wschodu na zachód, w górnych — odwrotnie. Zdaniem autorów, ma to swoje przyczyny w ruchach orogenicznych w obrębie geosynkliny podhalańskiej. Na materiał egzotyczny fliszu składają się głównie elementy Tatrydów i Granidów. Frakcja gruboklastyczna osadów maleje w spągu fliszu ze wschodu na zachód, bliżej zaś stropu — z zachodu na wschód, co wskazuje na różne umiejscowienie głównych źródeł materiału klastycznego w poszczególnych okresach rozwoju niecki Podhala.

WSTĘP

Praca niniejsza jest pierwszą w szeregu publikacji z zakresu geologii fliszu Podhala przygotowywanych na najbliższe lata przez Zakład Geologii Regionalnej Uniwersytetu Warszawskiego i jego wychowanków w ramach systematycznych studiów rozpoczętych w roku 1955. Temat obecny jest opracowany przez oboje autorów równorzędnie z uwzględnieniem fragmentów obserwacji poczynionych podczas wykonywania prac magisterskich przez następujących magistrantów Zakładu: Witosławę Boretti, Andrzeja Szumańskiego (Białka-Leśnica), Marię Michalak, Aleksandrę Mazuś (Bańska), Wandę Grodzicką, Andrzeja Kłysa, Jadwigę Kotnowską i Andrzeja Wasilewskiego (Ciche-Witów). Ponieważ większość opisanych w pracy odsłonięć jest obojgu autorom znana z autopsji, a interpretacja ich została uzgodniona we wspólnych dyskusjach, nie wprowadzają oni odrębnych rozdziałów opracowanych indywidualnie.

PRZEGLĄD LITERATURY

Zagadnienie spływów podmorskich nie jest nowe w literaturze geologicznej, lecz w latach powojennych zainteresowanie tym tematem wydatnie wzrosło. Nie ma już dziś podręcznika geologii i sedymentologii,

w którym się go pomija (np. Shepard 1948, Klenowa 1948, Twenhofe 1939, Książkiewicz 1951b, Lombard 1956, Dunbar i Rodgers 1957), chocia zazwyczaj znajdują się w nich informacje bardzo ogólnikowe. Nieco sze rzej potraktował deformacje ślizgowe i osuwiskowe Shrock (1948), zali czając je do kategorii swych „penecontemporaneous deformations".

Szereg publikacji specjalnych poświęconych zagadnieniu, o który mowa, zawiera opisy kopalnych ześlizgów i osuwisk podmorskich w róż nych regionach świata i w seriach osadowych różnego wieku. A. Haddin (1931), jako jeden z pierwszych, podaje przykłady z liasu Skanii, O. T. Jo nes (1936) — z syluru Anglii, C. Beets (1938) — z miocenu północnej Itali P. H. Kuenen (1949) — z karbonu Walii, A. B. Chabakow (1948) — z pe mu Uralu, J. R. Cooper (1943) oraz J. F. Pepper, W. de Witt i D. F. De marest (1954) — z karbonu USA, obok wielu innych prac i przyczynków W Polsce szereg ważnych danych z tego zakresu zawiera praca M. Książ kiewicza (1951) z Karpat zewnętrznych, a pewne przyczynki z teren Sudetów — publikacje H. Teisseyre'a (1952, 1956); interesujące materiał i uwagi z Podhala znajdują się w notatce J. Gołąba (1954) oraz w pracac S. Dżułyńskiego i A. Radomskiego (1955, 1957).

Przyczyny powstawania ruchu spływowego osadów (o charakterz ruchu grawitacyjnego) sformułował już Hadding (op. cit.), ujmując j w cztery punkty:

1) wzrost ciężaru mas osadowych,
2) zmniejszone tarcie w osadach,
3) wzrost pochylenia powierzchni depozycji,
4) impulsy zewnętrzne.

Systematyka efektów ruchów grawitacyjnych mas dennych rozr stała się stopniowo w miarę przybywania nowych obserwacji. U R. W Faibridge'a (1946) są to cztery kategorie zjawisk, u Kuenena (1949) – pięć itd. D. B. Naliwkin (1956) podaje całą tablicę ze schematycznymi ry sunkami, w których wyróżnia 10 typów deformacji skał i osadów kopa nych powstających podczas spływów i osuwisk podmorskich (5 typó w osadach nieskonsolidowanych i 5 typów — w skonsolidowanych), n licząc typów pośrednich. Nie będziemy ich tu wyliczać, natomiast nawi żemy do niektórych spośród nich w następnym rozdziale i przy opisac własnych spostrzeżeń.

Większość zacytowanych prac zawiera materiały z zakresu defo macji ciągłych, fałdowych, podczas gdy osuwiska typu lawinowego op sywane były rzadziej. Częstsze są również w nich przykłady mikrostruk tur spływowych; o formach wielkich traktują w pierwszym rzędzie ro

[1] Cytowanie dalszych przykładów nie wydaje się autorom celowe.

prawy poświęcone osuwiskom podmorskim współczesnym, które prowadzą do zrywania kabli na dużych odcinkach i które liczą niekiedy setki km^2 powierzchni (Archangelskij 1930, Kindle 1931, Shepard 1933, 1948, Lombard 1956 i inni). Rzecz jasna, że efekty takich współczesnych osuwisk mogą być poznawane jedynie ze zmian batymetrycznych lub, w najlepszym przypadku, z rdzeni sond i nigdy nie zastąpią geologowi obrazów odsłaniających się w przekrojach osuwisk kopalnych na powierzchni ziemi, dostępnych bezpośredniej i wszechstronnej obserwacji.

MATERIAŁ OBSERWACYJNY I JEGO INTERPRETACJA

Uwagi terminologiczne

Przed przystąpieniem do opisu faktów zaobserwowanych w terenie niezbędne są pewne wyjaśnienia natury terminologicznej zarówno w zakresie samych zjawisk podmorskich ruchów grawitacyjnych mas, jak i niektórych ich elementów.

Grawitacyjne mikrozaburzenia śródwarstwowe opisane przez Książkiewicza (1951a) pod nazwą *warstwowania spływowego* są w niektórych strefach fliszu podhalańskiego bardzo rozpowszechnione. Nazwę tę przyjmujemy bez zmian.

W stosunku do podobnych deformacji, występujących jednak w większej skali i określanych w literaturze anglosaskiej mianem *flow folds* stosujemy termin *spływów lub ześlizgów fałdowych.*

Termin osuwiska podmorskiego sprecyzowali niedawno Dżułyński i Radomski (1955 str. 55):

> „Osuwiskiem podmorskim będziemy nazywali zsuwający się pod wpływem grawitacji płat osadów bez rozproszenia w fazie ciekłej (niem. Gleitung, ang. sliding)".

Temu warunkowi odpowiadają również ześlizgi fałdowe, które przeciwstawiamy osuwiskom ze względu na inny przebieg tych zjawisk. Ześlizgi są wynikiem powolnego procesu, osuwiska obserwowane we fliszu Podhala przebiegały raczej gwałtownie, lawinowo należąc do typu *avalanche slides.* Ześlizgi spowodowane są warunkami lokalnymi i powstają przy słabej nawet predyspozycji; osuwiska są zjawiskami o większym zasięgu i wywołane były silniejszymi impulsami zewnętrznymi. Ześlizgi przekształcają się w osuwiska jedynie w wyjątkowo sprzyjających okolicznościach; na Podhalu szybko zamierają.

Powłoki osuwiskowe (slump sheets) wśród osadów normalnej sedymentacji stanowią realne dowody kopalne procesów osuwiskowych, które

odbywały się na dnie dawnych mórz. Osuwiska podmorskie w basen fliszowym wzbudzają chmury prądów zawiesinowych, których frakc grubsza składana jest na dnie morza na peryferiach osuwiska zależnie kierunków prądu. Nie tworzymy odrębnych terminów dla osuwisk, któ objęły materiał bardziej lub mniej skonsolidowany, i podzielamy zdan Dżułyńskiego i Radomskiego (l. c.), że osuwanie się nieskonsolidowane osadu stanowi proces przejściowy pomiędzy osuwiskiem a prądem zawi sinowym.

W powłokach osuwiskowych z fliszu Podhala udało się nam odn leźć większość typów elementów strukturalnych utworów osuwiskowy opisywanych w literaturze.

Elementy te można podzielić na dwie grupy. Do pierwszej zaliczam elementy skalne, które dostały się do osuwiska w stanie całkowitej ko solidacji osadu np. otoczaki egzotyczne, *bloki ześlizgowe (slip blocks)*, drugiej — te, które dostały się do osuwiska w stanie niezupełnej kons lidacji, a w czasie transportu przybrały zaokrąglone kształty. Należą wszelkiego rodzaju toczeńce *(balls, rolls)*.

Termin *toczeniec* do polskiej literatury geologicznej wprowad J. Gołąb (1934) i przeciwstawił pojęciu otoczaka. Ten ostatni powsta przez ścieranie się okruchów skalnych w czasie transportu, przybieraj formy zaokrąglone przy równoczesnej utracie materiału. Toczeniec w cz sie transportu (tj. tocząc się po dnie) powiększa swoją masę. Kształt t czeńców zależy od długości drogi jaką przebyły i stopnia konsolidacji m teriału skalnego. W osuwiskach podmorskich Podhala występują toczeń kilku typów:

Toczeńce inkrustowane (armored balls Bella 1940) opisywane z osadów rzecznych Ameryki Północnej. Charakterem swym odpowiada również toczeńcom morenowym z Szeląga opisanym przez Gołąba (op. cit Opisu toczeńców inkrustowanych z osadów morskich nie napotkaliśm w literaturze. Są to kule lub przynajmniej zaokrąglone bryły piaskowc we z powłoką żwirową. Formy takie powstają przez wleczenie po dn w masie osuwiska, a podczas tego procesu uzyskują swój kształt. Tocz się ulegają inkrustacji żwirem i głazikami, często tkwiącymi w ilast powłoce, którą toczeńce oblepiają się w zetknięciu z osadem dennym. bardziej są one zbliżone do kul, tym bardziej plastyczny musiał być m teriał, z którego się utworzyły. Mocniej skonsolidowany materiał mó ulegać inkrustacji do tego momentu, w którym nacisk na dno w czas drogi wystarczał do wtłaczania okruchów skalnych w staczającą się bry Kształty toczeńca są wówczas mniej regularne. Znane nam są wreszc niemal kanciaste bloki z lokalną inkrustacją żwirową. Będą to już forn przejściowe pomiędzy otoczakami inkrustowanymi a blokami ześlizg

wymi. Inkrustowanie ich było możliwe w tych miejscach, gdzie oblepiły się one w trakcie ześlizgu iłem.

Toczeńce zwijane o strukturze spiralnej były parokrotnie przytaczane przez badaczy podmorskich osuwisk (*balls with spiral structure* Haddinga 1931, *slump balls* Kuenena 1949). Gołąb (op. cit.) spotykał je również w Szelągu (toczeńce walcowate). Toczeńce zwijane tworzą się przez szybki przyrost masy podczas procesu toczenia się po dnie na podobieństwo kuli śnieżnej, która z każdym obrotem pokrywa się warstwą lepkiego śniegu.

Toczeńce spływowe — *flow rolls* Peppera, de Witta i Demaresta (1954). Jest to, być może, pojęcie niezbyt ściśle sprecyzowane, gdyż *flow rolls* wspomnianych autorów obejmują elementy dość różne (por. tekst i fotografie w ich rozprawie). Jest czasem rzeczą wygodną posiadanie w słowniku naukowym terminu zbiorowego o niezbyt zawężonym zakresie, którym objąć można elementy nie sklasyfikowane definitywnie w tabelach systematycznych. Z takich pobudek skorzystamy więc z nadrzędnego niejako terminu *flow rolls* tłumacząc go dosłownie z angielskiego na język polski i będziemy go używali w tych przypadkach, w których typ napotkanych w masie osuwiskowej bryłek nie mieścił się w stosowanej dotychczas terminologii. Termin toczeniec spływowy traktujemy więc jako prowizoryczny do czasu, gdy któryś z badaczy zechce poświęcić specjalne studium systematyce tych form.

Dla uzasadnienia naszego stanowiska przytaczamy w charakterze przykładu występowanie od czasu do czasu w masach osuwiskowych zaokrąglonych bryłek piaskowych względnie piaskowcowych o niepewnej genezie. Mogą to być kawałki piaskowca słabo zdiagenezowanego w momencie powstania osuwiska, które to kawałki staczając się po dnie formowały się w bryłki bez ostrych krawędzi i naroży. Nie będą one otoczakami w pełnym znaczeniu tego terminu, ponieważ kształt swój będą zawdzięczały nie tylko ścieraniu się podczas transportu, lecz również formowaniu uciskowemu, działającemu tak, jak formuje się kule z substancji piaszczysto-ilastej przez ugniatanie w dłoniach. Prawdopodobnie mogą one również powstawać z grudek osadu przez oblepianie się ich przy toczeniu ziarnami piasku, a nie całymi laminami osadu dennego, dzięki czemu nie będzie w nich widoczna spiralna struktura, chociaż będą to już niewątpliwie toczeńce. Przesądzenie generalne jednej z powyższych możliwości w podobnych elementach nie jest sprawą łatwą, więc zrezygnowaliśmy z rozstrzygania tego zagadnienia. W takich i w innych niepewnych przypadkach będziemy więc używali elastycznego terminu toczeńców spływowych.

Ześlizgi grawitacyjne i rynny ześlizgowe

W Kacwinie na lewym brzegu Kacwińskiej Rzeki odsłania się frag ment warstwy piaskowca drobnoziarnistego ok. 70 cm miąższości o struk turze spływowej typowych ześlizgów fałdowych (pl. XL, fig. 1, 2). Miąż szość warstwy zaburzonej nie jest na całej jej odsłoniętej długości (t ok. 5 m) jednakowa — miejscami zaznacza się zgrubienie lub ścienien stłoczonego materiału piaszczystego. Bezpośrednie podłoże stanowi nieza burzona warstwa laminowanego piaskowca ok. 15 cm miąższości pokryt cienką warstewką łupku, po którym nastąpił ześlizg. Miejscami łupek je wtłoczony między fałdy ześlizgniętej ławicy piaskowca. W stropie spoczy wa kompleks również niezaburzonych łupków piaszczystych o nierówn dolnej powierzchni (77°/6° S). Przefałdowana piaskowcowa masa wyka zuje kierunkowość deformacji, które tworzą fałdy i mikropłaszczowin obalone spływowo z N ku S, tj. od strony północnego brzegu ku środkov niecki podhalańskiej. Zazwyczaj struktury ześlizgów fałdowych były inte pretowane jako spływy grawitacyjne nieskonsolidowanego materia piaszczystego przesyconego wodą na pochyłości skłonu kontynentalneg pod wpływem zewnętrznych impulsów (falowania, trzęsienia ziemi itp Cooper (1943) dopatrywał się przyczyn tych ruchów sedymentu na dn morza w nierównościach dna związanych z lokalnymi zgrubieniami mią szości starszych warstw osadu, a przede wszystkim — z tworzeniem s erozyjnych rynien prądowych. Na takich zboczach strukturalnych lu erozyjnych osad ulegał grawitacyjnym spływom. Pepper, de Witt i D marest (1954) skłonni są widzieć w strukturach flow folds jedynie pewn odmianę struktur flow casts, tj. negować jakiekolwiek znaczenie poch łości podłoża, przypisując tworzenie się tych form jedynie różnico w uziarnieniu hydroplastycznych warstwowanych osadów (grawitacyjn kieszenie piaskowców w iłach). Kierunkowość deformacji w odsłonięc nad Kacwińską Rzeką skłania autorów do przyjęcia raczej koncepcji Co pera dla wyjaśnienia opisanych zaburzeń. Wobec braku śladów erozyjne wcięcia pod ześlizgiem, bezpośrednią jego przyczynę należałoby tłum czyć sedymentacyjnie lub kompakcyjnie uwarunkowaną nierównością p wierzchni dna morza.

O wiele przejrzyściej ujawnia się koncepcja Coopera w ześlizgu op sanym przez J. Gołąba nad Porońcem w Poroninie (1954).

Tu miąższość grawitacyjnie pofałdowanego piaskowca jest znaczn większa, gdyż przekracza 2 m, a niezłe odsłonięcie ok. 30-metrowej dł gości pozwala ogarnąć całość zjawiska.

Autorowie nie podzielają w całości opinii Gołąba, który przyjmuj że ześlizg nad Porońcem odbył się w dość daleko posuniętym stadiu konsolidacji osadu, bowiem — jak podaje on — na powierzchni skłębi

nych zwojów piaskowca zachowały się hieroglify spływowe. W odsłonięciu można spostrzec, że niektóre hieroglify są wyraźnie spłaszczone mechanicznie (uciskowo) podczas fałdowania się ławicy piaskowcowej, a więc nie były one całkowicie stwardniałe. Kuenen (1949) oraz Cooper (op. cit.) piszą o dobrym stanie zachowania ripplemarków na strukturach zaburzonych grawitacyjnie osadów, a fot. 2 na str. 380 w cytowanej pracy Kuenena ilustruje fakt doskonałej konserwacji pręg falistych nawet na całkowicie pozwijanych toczeńcach, które mogły się utworzyć tylko w warunkach trwającej plastyczności osadu. Pomimo tych zastrzeżeń autorowie nie stoją na stanowisku przyjmowania zupełnego braku konsolidacji materiału ześlizgu w Poroninie. Częściowa diageneza musiała objąć stłaczaną ławicę piaskowca, ponieważ w trakcie jej ślizgowego zwijania ujawniało się pękanie ławicy — zarówno poprzeczne, jak i podłużne — w postaci odkłuć i przesunięć poziomych w poszczególnych zwojach piaskowcowych. Autorowie nie widzą natomiast potrzeby uciekania się do ruchów tektonicznych dźwigających Tatry, aby w nich dopatrywać się przyczyny ześlizgu nad Porońcem, jak czyni to Gołąb (op. cit.). Zjawisko, o którym mowa, jest bardzo lokalne i przyczyna jego powstania zdaje się mieć również lokalne źródło. Na fig. 1 przedstawiono dolną powierzchnię ześlizgu, która odzwierciedla nieckowaty charakter odkłucia całego ześlizgu, analogiczny do opisywanych przez Coopera (op. cit.).

Przykładową ilustrację rynien, lub niecek, wytworzonych na dnie eoceńskiego zbiornika podhalańskiego, daje profil odsłonięty nad potokiem Łapszanką pomiędzy wsiami Łapsze Wyżne a Łapszanką. Z rynnami wiąże się osuwisko podmorskie, w którym, przeciwnie aniżeli w wyżej przytoczonych przykładach, elementy zsuniętych warstw uległy porozrywaniu i przemieszaniu. Szereg podobnych form rynnowych obserwował w Karpatach czechosłowackich M. Vašiček (1954), stosując do nich, a raczej do ich wypełnienia termin „herm".

Nad Łapszanką w ławicy drobnoziarnistego niewarstwowanego piaskowca ok. 60 cm miąższości zachowały się dwie rynny wyżłobione obok siebie (fig. 2, pl. XLI, fig. 1, 2). Szerokość pierwszej (północnej) wynosi 3 m, głębokość zaś dochodzi do 50 cm, dzięki czemu piaskowiec u jej dna cienieje bardzo znacznie. Dno rynny jest gładkie. Jej wnętrze wypełnia łupek drobnowarstwowany, który dostosowuje się do kształtów rynny, ale poza tym „wlewa się" do rynny sąsiedniej. Łupek ten nie jest osadem sedymentowanym normalnie, ale masą zsuniętą do rynny, czego dowody przytoczymy za chwilę.

Obok pierwszego znajduje się drugie (południowe) zagłębienie rynnowe, oddzielone od poprzedniego garbem piaskowcowym, mającym w przekroju kształt silnie spękanego trójkąta ze ściętym wierzchołkiem.



Fig. 1

Dolna powierzchnia ześlizgu nad Porońcem w Poroninie

Bottom side of flow folded slip on the Poroniec stream at Poronin

Rynna południowa, mniej kształtna od pierwszej, jest nieco tylko węższa od rynny północnej i liczy 2,5 m szerokości przy 40 cm głębokości. W łupku, który ją wypełnia, tkwią drobne piaskowcowe toczeńce spływowe do 10 cm średnicy. Poza południowym brzegiem rynny powierzch-

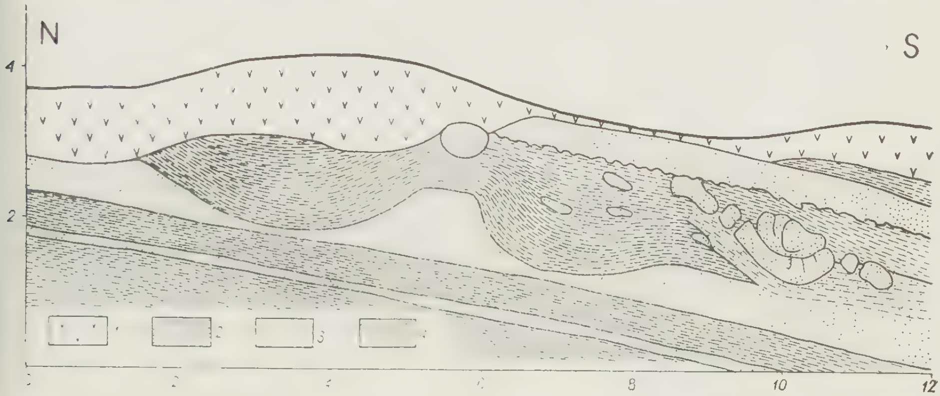


Fig. 2

Rynny wypełnione materiałem osuwiskowym nad Łapszanką na S od Łapsz Wyżnych
Troughs filled in by slide material, on the Łapszanka stream S of Łapsze Wyżne

nia ławicy piaskowca jest nierówna, jakby rozżarta, a na niej leży duży (60 cm) słabo zwinięty toczeniec (?). Materiał toczeńców spływowych nie różni się makroskopowo od piaskowca, w którym wcięte są rynny.

Normalną pokrywę sedymentacyjną tworzy ławica piaskowca, która ma w spągu dobrze wykształcone hieroglify i nierówną dolną powierzchnię. Z tej obserwacji wynika, że łupki z toczeńcami spływowymi obsunięte w rynny ulegały jakiś czas obróbce wodnej, która doprowadziła do powstania na nich drobnych bruzdek i nierówności predysponujących powstanie hieroglifów na warstwie nadległego piaskowca.

Dyskusja nad genezą opisanych form nie doprowadziła autorów do przyjęcia jednoznacznego wytłumaczenia sposobu ich utworzenia się. Jedną z możliwości jest uznanie w przedstawionym profilu przekroju poprzecznego dwóch bruzd mniej więcej prostopadłych do odsłonięcia, którymi sunął ławinowo skłębiony materiał osuwiskowy, „wylewający się" i rozpraszający się częściowo poza obręb żłobionego koryta; dzięki temu m. in. duży zawijający się toczeniec znalazł się po zewnętrznej stronie rynien. Spełznięcie materiału łupkowego do rynien nastąpiło w ostatnim etapie procesu osuwiskowego. Za tą interpretacją przemawia istnienie podobnych, chociaż mniejszych rynien-bruzd osuwiskowych we fliszu Podhala wzmiankowane przez Dżułyńskiego i Radomskiego (1955) oraz form

większych opisanych jako „korytovité hermy" przez Vašička (1954) n
Morawach.

Druga możliwość zakłada nierówny odcinek dna morskiego, po któ
rym zsuwał się grawitacyjnie osad mniej więcej równolegle do odsłonię
cia, a więc w sposób zbliżony do obrazu przedstawionego na fotograf
planszy II przez Dżułyńskiego i Radomskiego (1955). W tym przypadk
bruzdy nie byłyby rynnami erozyjnymi, lecz płytkimi schodowatymi za
głębieniami, uformowanymi przez materiał osuwiskowy sunący w pod
rzutach po nieskonsolidowanym, miękkim osadzie i żłobiący w nim nieck
przedzielone progami.

Tę drugą możliwość można byłoby przyjąć przy założeniu, że op
sany toczeniec piaskowcowy na S od rynny południowej reprezentuje ni
oderwany i spiralnie zwinięty kłąb osadu, lecz fragment rozdartej i zaw
niętej synklinalnie ławicy półplastycznego piaskowca, który zsunął si
po stoku dna w ostatniej kolejności, a więc po spłynięciu do niecek pakiet
łupków (por. pl. XLI, fig. 2).

Brak uzgodnienia poglądów autorów w tej kwestii wynikł z niedo
statecznego, jak widać, przestudiowania zjawiska w terenie pod kąter
widzenia jego dynamiki. Sądzą oni wszakże, że zjawisko to, jako intere
sujący przykład ruchów grawitacyjnych osadów dennych, warte jes
zilustrowania, a ostateczna interpretacja da się w przyszłości uzgodni
i rozstrzygnąć definitywnie.

Osuwiska podmorskie

Północne obrzeżenie niecki podhalańskiej

W strefie przyskałkowej północnej części Podhala występują liczn
osuwiska podmorskie w postaci nieskonsolidowanych (w momencie zsu
wu) skłębionych, piaszczysto-ilastych mas kilkumetrowej miąższości, za
wierających niejednokrotnie dużo szczątków roślinnych i przepełnionyc
z reguły egzotykami. Mieszczą się one całkowicie w definicji powłok osu
wiskowych — *slump sheets* Kuenena (1949). Piaszczysto-ilasta masa osu
wiskowa składa się z piasku, a nawet średnioziarnistego żwiru kwarco
wego z domieszką innych okruchów skalnych, przeważnie słabo obtocz
nych (średnica ziarn od 0,5 mm do około 2 cm), zmieszanych z iłem, a mie
scami również z detrytusem roślinnym. W masie tej tkwią bezładnie otc
czaki i okruchy skał egzotycznych.

Niektórzy badacze nazywają takie utwory we fliszu podhalański
iłami egzotykowymi, co nie jest słuszne, gdyż są one, litologicznie rzec
biorąc, glinami. Gliny te są zazwyczaj chude — piaszczyste, a jedyn
miejscami ujawniają bardziej tłusty, tj. bardziej ilasty charakter; częs

bywają wapniste. Konsystencja ich jest zbita, a niekiedy ujawnia się daleko nawet posunięta cementacja utworu.

W skład egzotyków przyskałkowej strefy osuwisk wchodzą granity przeważnie szare, amfibolity, gnejsy, łupki chlorytowe, „zieleńce", fyllity, szare i różowe kwarcyty, różnego typu wapienie i dolomity, czarne rogowce, kwarc mleczny (żyłowy), nie licząc materiału lokalnego, który występuje często w postaci wielkich brył i bloków piaskowców i łupków fliszowych. Skały krystaliczne, kwarcyty, skały węglanowe i rogowce są na ogół dobrze obtoczone, czego nie można powiedzieć o fragmentach piaskowców, dolomitów czy łupków przypominających bardzo łupki i piaskowce pobliskiego otoczenia. Utwory osuwiskowe odgraniczone są z reguły od spągu i stropu niezaburzonymi warstwami naprzemianległych łupków i piaskowców fliszowych.

Gołąb (1954) sugeruje, że utwory spływów podmorskich odgrywają w tektonice fliszu Podhala rolę smaru, po którym odbywały się przesunięcia a nawet nasunięcia (overlappings) mas fliszowych. Autorzy sądzą, że skład i konsystencja mas osuwiskowych we fliszu raczej spaja jego elementy. W znanych im i opisanych poniżej przypadkach nie napotkali oni żadnego konkretnego przykładu większych przesunięć tektonicznych wzdłuż płaszczyzn osuwisk podmorskich. Rolę smaru tektonicznego spełniają we fliszu podhalańskim z reguły łupki, co często daje się spostrzec w odsłoniętych profilach, chociaż skala zaburzeń jest na ogół niewielka.

Najdalsze ku wschodowi odsłonięcie znane pierwszemu autorowi (K. G.), gdzie stwierdzono osuwiska podmorskie, występuje w Potoku Starowińskim, przy wsi Kalenberk na słowackim Spiszu.

Masa osuwiskowa w Potoku Starowińskim, mało zwięzła i żwirowata, liczy ok. 3 m miąższości, zawiera dużo egzotyków i fliszowe bryły ześlizgowe. Leży wśród niezaburzonych warstw fliszu o biegu E-W i upadzie 50° S. O ile większa część egzotyków jest dobrze obtoczona, o tyle uderza brak obtoczenia i ostrokrawędzistość fragmentów dolomitów oraz piaskowców i łupków fliszowych, pochodzących najwidoczniej z bliska.

W odległości ok. 3 km na W od tego punktu odsłania się w dnie Niedziczanki poniżej młyńskiej zapory i odgałęzienia młynówki w Niedzicy podobna do opisanej masa ilasto-piaszczysta z egzotykami skał głównie krystalicznych do 25 cm średnicy, będąca niewątpliwie dalszym fragmentem przyskałkowej strefy osuwiskowej.

Ciekawszego profilu dostarcza Potok Złatniański [2], dopływ Łapszanki, gdzie powłoka osuwiskowa liczy 4 m miąższości. Głazy egzotyczne dochodzą tu do 50 cm średnicy, a wśród nich znalazł się kawałek skrzemie-

---

[2] Nazwa potoku nie figuruje na mapach. Jest ona stosowana przez ludność miejscową obok drugiej nazwy — Słotwiny.

niałego pnia kredowego drzewa liściastego dwuliściennego [3] o długośc 55 cm i obwodzie 60 cm. Są tu również bryły ześlizgowe fliszowego piaskowca oraz piaskowce toczeńce zwijane i spływowe.

Osuwisko przykryte jest 80-centymetrową ławicą drobnoziarnistego ilastego piaskowca i kompleksem piaskowcowo-łupkowym ze sferodolomitami (90°/60° S). Bezpośrednio nad odsłoniętą w profilu bułą sferodolomitu leży ławica piaskowca warstwowanego frakcjonalnie z ziarnami d 3 cm średnicy, składającymi się z drobnych otoczaków egzotycznych teg samego typu, co w zsuwie oraz z ostrokrawędzistych okruchów skał dolomitowych. Jest to zapewne efekt opadu gęstej chmury prądu zawiesinowego pobudzonej przez jakieś osuwisko podmorskie. Nie jest to zreszt jedyne echo częstych w strefie nad Łapszanką ruchów masowych osadu dennego, gdyż występują tu dość licznie wśród piaskowców i łupków soczewki materiału niewarstwowanego nierównoziarnistego, kruchego z ziarnami egzotycznymi, nieco zbliżone do świeżo wzmiankowanych znad Łapszanki przez Dżułyńskiego i Radomskiego (1957), choć w większej skal od tamtych.

Następne dwa odsłonięcia powłok spływowych znajdują się w okolicy Łapsz Niżnych i Dursztyna.

Pierwsze widać w suchym wcięciu erozyjnym przy drodze z Łaps Niżnych do wsi Dursztyn, gdzie miąższość masy osuwiskowej liczy ok 4 m. Miejscami przeważa materiał bardziej piaszczysty z dużą ilością egzotyków, gdzie indziej „błoto" dolomityczne z tkwiącymi w nim bryłkam fliszowego piaskowca i drobniejszymi głazikami egzotycznymi. Bieg i upa warstw podścielających 95°/40° S.

W drugim odsłonięciu, widocznym w dnie lewobrzeżnego dopływ (niedaleko ujścia) potoku Kręcin, można rozpoznać jedynie fragment osuwiska podmorskiego o typowej chaotycznej strukturze spłyniętego osad zawierającego niewielkie otoczaki egzotyków. Bieg i upad otaczającyc warstw 90°/50° S.

Występowanie otoczaków egzotycznych na opisanym odcinku ni ogranicza się do odsłonięć utworów osuwisk w potokach. Tam, gdzie po włoki spływowe leżą blisko powierzchni, egzotyki pokrywają lewe zbocz doliny Łapszanki, rozsiane na spłaszczeniach stoków. Wymownym przykładem tego zjawiska jest ostroga fliszowa położona tuż na zachód c Złatniańskiego Potoku o dość płaskiej powierzchni szczytowej usiane egzotykami, wśród których spotyka się sporo otoczaków skał krystalicznych.

---

[3] Okaz ten oznaczyła doc. dr Z. Zalewska, za co autorzy składają Jej uprzejme podziękowanie. Bliższe oznaczenie nie było możliwe z powodu złego stan zachowania tkanek drzewnych w wykonanych szlifach.

S. Pawłowski, który zajmował się zagadnieniami morfogenezy Pienin (1916), podaje w tekście i na mapie, obok innych stanowisk, występowanie żwirów Dunajca na prawym brzegu Łapszanki w pobliżu Starowińskiego Potoku. Ponieważ punkt ten leży na linii przebiegu strefy osuwisk podmorskich z egzotykami, do informacji tej należy się ustosunkować z dużą rezerwą, podobnie jak do wyciągniętego stąd wniosku Pawłowskiego o przepływie Dunajca na południe od Pienin koło Czorsztyna. Podany przez tegoż autora punkt występowania żwirów dunajcowych na S od Braniska znajduje się w pasie gruboklastycznych zlepieńców osłony skałkowej (w-wy jarmuckie i złotniańskie) i może również budzić obawy co do właściwej interpretacji spostrzeżeń (por. Birkenmajer 1954, 1956).

Bardzo interesujących obserwacji dokonano nad Białką. Nad rzeką tą, między ostatnimi domami należącymi do wsi Białka a mostem trybskim, istnieje ciągły i dobrze odsłonięty profil utworów fliszu. Na tym odcinku profilu, ok. 250 m od mostu trybskiego w górę rzeki, występuje wśród niezaburzonych warstw fliszowych (115°/36° S) ławica zlepieńca ok. 1 m grubości (tuż nad wodą) z charakterystycznymi dla osuwisk nabrzmieniami. Tkwi w niej mnóstwo egzotyków — skał krystalicznych i osadowych spojonych mułem dolomitycznym. Ławica ma teksturę spływową. Otoczaki o wielkości nie przekraczającej 20 cm rozrzucone są bezładnie: widoczne jest stłoczenie otoczaków w pewnych miejscach, w innych zaś przeważa samo spoiwo dolomityczne. W całej odsłoniętej ławicy brak jest jakichkolwiek oznak ułożenia frakcjonalnego. Utwór ten nie ma jednakowej miąższości w odsłonięciu: ku górze skarpy cienieje i przechodzi w kruchy żwirowaty piaskowiec, który tylko w spągu ma materiał egzotyczny. Uważamy tę ławicę za utwór spływowy. Egzotyki utonęły w „błocie" dolomitycznym i wraz z nim mogły spłynąć po pochyłości dna.

Na tym samym odcinku profilu nad Białką, ok. 450 m w górę rzeki od mostu trybskiego, występuje wśród ławic piaskowców i łupków (100°/58° S) seria skalna ilasto-piaszczysta kilkumetrowej miąższości. Oprócz obtoczonych egzotyków, o urozmaiconym składzie i rozmiarach do 40 cm średnicy, w osuwisku tkwią wielkie bryły łupków fliszowych o zachowanej dobrze łupkowatości oraz bloki ześlizgowe fliszowego piaskowca o częściowo pościeranych krawędziach i narożach.

Pewną ciekawostką jest znalezienie wśród brył osuwiska buły sferodolomitowej, wyrwanej gdzieś w drodze z podłoża. Podobny przypadek spłynięcia konkrecji syderytu w obce środowisko we fliszu karpackim opisał M. Książkiewicz (1951). Wreszcie nie brak w opisywanym osuwisku podmorskim spływowych toczeńców piaskowych.

We wsi Leśnica, na prawym brzegu Leśnickiego Potoku, występuje utwór spływowy w postaci typowej masy skalnej ilasto-piaszczystej, rów-

nież ok. 4 m miąższości, w której tkwią otoczaki egzotyczne do 40 cm średnicy, toczeńce spływowe i słabo zwinięte, ześlizgowe bloki piaskowcowe oraz bryłki łupków.

Osuwisko leży na ławicy piaskowca o nierównej powierzchni górnej (86°/24° S). W stropie utworu spływowego znajduje się 2,5-metrowa warstwa piaskowca u dołu masywnego, zbitego, ku górze o warstwowaniu falistym i przepełnionego detrytusem roślinnym tak, że piaskowiec staje się kruchy. Nad tym znajduje się kompleks łupków silnie piaszczystych i kruchego, laminowanego piaskowca z detrytusem roślinnym oraz odciskami pni drzew i warstewkami węgla. Występują w nim również drobne egzotyki skał krystalicznych i osadowych.

Na zachód od doliny Leśnicy wielkie osuwiska podmorskie urywają się, a w każdym razie nie są autorom znane. W przedłużeniu natomiast północno-podhalańskiej strefy osuwiskowej ciągnie się na długim odcinku, aż po dolinę Czarnego Dunajca pas dość osobliwych skał fliszowych o swoistej facji kruchych, zlepieńcowatych piaskowców z częstymi drobnymi zaburzeniami natury spływowej. Już W. Kuźniar (1910) spostrzegł i wyodrębnił tę skałę w przekroju szaflarskim, charakteryzując ją w następujący sposób (str. 47):

„Materiałem jest piasek z maleńką ilością iłu, która wystarcza zaledwie do tego, żeby drobne grudki mogły się razem utrzymać, jednak już w palcach daje się ta skała doskonale rozcierać. Tkwią w tem dość często ziarnka kwarcu, wielkości grochu lub drobnej fasoli, dobrze zaokrąglone i równie wielkie, ale o wiele rzadsze płaskie, zaokrąglone kawałki zielonego chlorytowego łupku krystalicznego".

Dalej wspomina Kuźniar o rozsianym w skale pirycie i o znalezieniu w niej egzotycznego otoczaka wapienia numulitowego. Ta ostatnia okoliczność znajduje ciekawe potwierdzenie w obserwacji A. Mazuś (1957), która znalazła tu w zwietrzelinie fliszowej w stropie profilu szereg głazików wapiennych i krystalicznych (ok. 40% wapieni), według wszelkiego prawdopodobieństwa — egzotyków z facji fliszowej, o której mowa [4]. Jeszcze dalej w kierunku zachodnim ziarno w tej strefie i facji fliszu stopniowo maleje, ale ogólnie charakter osadu nie ulega zasadniczej zmianie. Autorzy skłonni są interpretować genezę opisanych skał jako rezultat zrzucenia cięższego ładunku piaszczysto-żwirowego przez gęstą chmurę prądu zawiesinowego (wzbudzonego osuwiskami), który uniósł i osadził gdzie dalej drobniejsze frakcje osadu (por. Vašiček, 1953).

---

[4] Nie mogą to być żwiry tarasowe Białego Dunajca, ponieważ na tej wysokości (ok. 20 m nad wodą) nie ma już otoczaków wapiennych w plejstoceńskich żwirowiskach tatrzańskich. Przeczy takiej możliwości również b. wysoki procent wapieni, absolutnie nie spotykany w żadnym, nawet współczesnym, osadzie żwirowym rzek podhalańskich.

Częste zjawiska warstwowania spływowego obserwowane w tej strefie fliszu są rezultatem szybkiej akumulacji, dzięki której gruba hydroplastyczna powłoka o nikłej domieszce wiążącego osad iłu ujawniała stałą tendencję do grawitacyjnych mikrospływów na dnie.

Południowe obrzeżenie niecki podhalańskiej

O ile na północnym brzegu geosynkliny fliszu podhalańskiego strefa osuwisk podmorskich ciągnie się na całym niemal odcinku przyskałkowym, o tyle na brzegu południowym, wzdłuż Tatr, zjawiska te na znanym autorom terenie (leżącym w obrębie polskiego obszaru Podhala) należą do wyjątkowych. Wyjątkiem takim jest odsłonięcie w granicznej Białce położone w odległości 1,7 km na N od mostu na Łysej Polanie. Występuje tu utwór osuwiskowy ok. 4 m miąższości. Główna masa spływowa ilasto-piaszczysta jest bezładnie skłębiona i posiada ciemną stalowo-szarą barwę. Diageneza jest tu dość daleko posunięta, dzięki czemu masa jest twardsza aniżeli w innych osuwiskach podmorskich Podhala. W niej tkwi bezładnie materiał egzotykowy, składający się wyłącznie z wapieni i dolomitów reglowych oraz okruchów piaskowcowych. Przeważa drobny materiał, lecz obok niego są również wielkie bloki o nieregularnych kształtach do 2,5 m średnicy. W stropie leży normalny poziom sedymentacyjny piaskowców i łupków z bułami sferodolomitów, a ponad nim występują zlepieńce średnio i drobnoziarniste (85°/18° N), składające się z okruchów tych samych skał co w osuwisku, jednak dobrze obtoczonych.

Wyjątkowe nagromadzenie gruboklastycznego materiału na wschód od Białki, na przedpolu Tatr Bielskich, stanowi problem dotychczas jeszcze jasno nie postawiony. Że nie są to zlepieńce podstawowe eocenu (co sugeruje mapa Uhliga), świadczą obserwacje W. Kuźniara (1908, str. 28-29), który stwierdził, że:

„...potężne masy konglomeratów... leżą naprzemian z łupkami lub piaskowcami fliszu" a „...w niektórych partiach są prawdziwymi brekcjami: wielkie bryły wapieni lub dolomitów, zupełnie nieregularnie ostrokrawędzisto ograniczone, leżą wśród drobnego gruzu".

S. Sokołowski (1948, str. 35) dodaje, że w tym kompleksie liczącym według Kuźniara 150 m miąższości

„...bryły materiału egzotycznego mogą osiągać ogromne — do kilkudziesięciu m³ — wymiary (odsłonięcia we wkopach gościńca w dolnej części wsi Żar)".

Stwierdzając swoistość tej facji fliszu podhalańskiego na przedpolu Tatr Bielskich, Sokołowski nie wypowiada się na temat jej genezy. Na mapie

swej (tabl. XIII) rozgranicza jednak ostro serię podstawowych zlepieńców eoceńskich z wapieniami numulitowymi od „łupków marglistych, piaskowców i brekcji", stanowiących w stosunku do pierwszych nadległe, a wię młodsze ogniwo fliszu podhalańskiego. W związku z wykryciem na brzeg Białki osuwiska podmorskiego, które powstało na zachodnim krańcu wy klinowującej się ku zachodowi strefy gruboklastycznej przedpola Tat Bielskich, nasuwają się refleksje co do możliwości zbliżonego pochodzeni osuwiska i „brekcji" Kuźniara i Sokołowskiego, czego oczywiście be badań w terenie autorzy nie zamierzają przesądzać [5].

Środkowa część niecki podhalańskiej

Z części środkowej niecki podhalańskiej powłoki osuwiskowe do chodzą do większych przeciętnie rozmiarów aniżeli w strefie przyska kowej. Świadczy o tym zarówno miąższość masy spływowej jak i wielkoś elementów zsuniętych: ześlizgowych bloków piaskowca i brył łupku ora toczeńców różnego typu.

Osuwiska podmorskie w Potoku Cichym występują w górnej częś wsi Ciche. Znane są nam w nim trzy serie utworów tego typu. Materi łem wiążącym utwory spływowe jest zazwyczaj skała ilasto-piaszczys dość krucha, miejscami bardziej scementowana, niewarstwowana i skł biona tworząca lokalne nabrzmienia. Tkwią w niej, oprócz mnóstwa egz tyków, bloki piaskowca fliszowego, bryły łupku, nawet dużych rozmi rów (do 1 m średnicy) i toczeńce, głównie inkrustowane. W masie skaln ilasto-piaszczystej spotykają się soczewki zlepieńców lub nieregular gniazda zlepieńcowe (pl. XLII, fig. 1, 2). Średnie wartości biegów i up dów warstw 170°/25° W.

Bezładnie rozmieszczone w osadzie otoczaki egzotyczne mają ro miary od 2 cm do 50 cm. Oprócz skał krystalicznych i metamorficznyc których jest dużo (zwłaszcza granitów szarych, łupków chlorytowy i gnejsów), występują czarne rogowce, kwarcyty i dużo skał wapienny i dolomitowych jasnych, szarych i kremowych. Z tego właśnie utworu p chodzi, obok otoczaków wapieni eoceńskich, „skałka" wapienia numulit wego opisana przez Gołąba jako porwak tektoniczny (1954), a ostatn słusznie uznana przez niego za luźny blok w zsuwie podmorskim (w powiedź w dyskusji po referacie A. Radomskiego 1957). Zwraca uwa brak wśród egzotyków typowych zieleńców i fyllitów, które są repr zentowane w brzeżnej części geosynkliny fliszu podhalańskiego.

---

[5] Prof. E. Passendorfer, który poczynił jesienią 1957 r. pewne obserwacje n eocenem przedpola Bielskich Tatr, zakomunikował autorom, że stwierdził tu k kretnie zjawiska osuwisk podmorskich.

Koło Witowa utwory osuwisk podmorskich zaczynają się w korycie Czarnego Dunajca naprzeciw Kojsówki, gdzie jednak brak dobrych odsłonięć. Widać tu jedynie, że facja osuwiskowa wśród warstw fliszu zawiera liczne egzotyki krystaliczne i węglanowe o średnicach do 5 cm.

Najlepsze profile odsłonięte są w potoku Magura pod Skoruszówką i jego prawym dopływie. W dolnym biegu potoku głównego (ok. 400 m na W od szosy Zakopane — Czarny Dunajec), odsłaniają się interesujące osuwiska, które występują w postaci parokrotnie powtarzających się w profilu soczew ilasto-piaszczystych z otoczakami egzotycznymi, przedzielonych kompleksami łupkowo-piaskowcowymi normalnej sedymentacji fliszowej (65°/18° N). Miąższość poszczególnych soczew materiału osuwiskowego waha się od 0,5 do 1,5 m. Profil świadczy o dużej skłonności do osuwania się po dnie morza nieskonsolidowanego osadu na tym odcinku Podhala (pl. XLIII, fig. 2).

W środkowym biegu Magurskiego Potoku (ok. 800 m od szosy) ciągnie się na sporej przestrzeni wielkie osuwisko o miąższości 6-7 m, gdzie można obserwować niemal komplet elementów zsuwowych, a więc — oprócz egzotyków — ześlizgowe bryły i pakiety łupków i piaskowców fliszu o kształtach kanciastych, bryły i kule piaskowe inkrustowane żwirem egzotykowym, wreszcie głazy i bloki „utopione" w zlepieńcu (pl. XLIII, fig. 1; pl. XLIV i XLV). Wśród głazów tych napotkano bułę sferodolomitu, która stanowi tu również egzotyk, ponieważ osuwisko znajduje się w młodszych warstwach fliszu nie zawierających sferodolomitów; buła musi więc pochodzić ze starszych warstw, gdzie konkrecje te są dość częste. Warstwy ograniczające osuwisko są silnie zaburzone i mają średni bieg i upad 75°/45° N.

Na SE stąd, we wspomnianym dopływie potoku Magura oraz w górnym biegu potoku głównego, zanotowano jeszcze dwa spływy podmorskie, z czego można sądzić o częstotliwości zjawisk osuwiskowych we fliszu Magury Orawskiej. Skład egzotyków przypomina opisany nieco dalej materiał egzotykowy ze Skoruszyny (m. in. porfiry, melafiry i obce Tatrom krzemienie); jest tu ponadto dużo materiału lokalnego (scementowanego), który brał udział w ruchach grawitacyjnych na skłonach podwodnych morza podhalańskiego.

W Potoku Iwańskim pod Brzanówką (naprzeciw Magury Orawskiej) istnieje spore osuwisko wśród fliszu o biegu i upadzie 126°/28° N, jak również odsłonięcia podobnych utworów znajdują się w Potoku Dzianiskim w Świdroniach i w Chochołowie. Aby nie powtarzać się, opis ich pominiemy, ograniczając się do odnotowania ich położenia na mapie (fig. 5).

U źródeł potoku Skrzypnego, pod Rolów Wierchem, występuje utwór osuwiskowy przedstawiony na fig. 3 i 4.

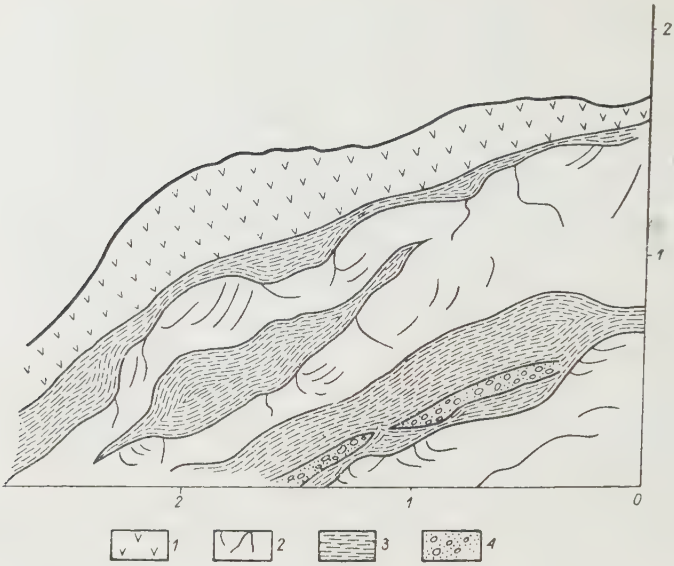


Fig. 3
Odkrywka osuwiska podmorskiego pod Rolów Wierchem koło Bańskiej
(wg M. Michalak)

Fragment ściany lewej w lewym rozwidleniu potoku. *1* zwietrzelina, *2* mułowie[c] dolomitowy, *3* łupki, *4* zlepieniec egzotykowy

Outcrop of submarine slide at Rolów Wierch near Bańska
(after M. Michalak)

Fragment of left wall in left bifurcation of stream. *1* slope detritus, *2* dolomit[i] mudstone, *3* shales, *4* exotic conglomerate

Między niezaburzonym kompleksem piaskowcowo - łupkowym (12°/5° S), który odsłania się powyżej i poniżej osuwiska, występuj[e] strzaskana ławica zlepieńca egzotykowego do 1 m miąższości. Najwięc[ej] egzotyków jest w dolnej części zlepieńca, gdzie skupiają się w gniazd[a] lub też rozproszone są chaotycznie. W spągu ławicy leżą szaro-brunatn[e] łupki fliszowe o niewyraźnej łupkowatości zawierające również drobn[e] egzotyki. Niżej odsłania się bardzo nierówna i zdeformowana soczewk[a] mułowca dolomitowego z tkwiącymi w niej płatami pomiętych łupków fliszowych ze sporadycznymi egzotykami do 8 cm średnicy.

W chwili spływania osadu skała dolomitowa była zapewne jeszcz[e] nie zestalonym mułem dolomitowym, w którym pogrążyły się obsunięt[e] z góry postrzępione pakiety łupków i drobniejszy materiał luźny. Osu[-] wisko leży na łupkach mydlastych zawierających cienkie wkładki pia[-] skowcowe.



Fig. 4

Odkrywka osuwiska podmorskiego pod Rolów Wierchem koło Bańskiej
(wg M. Michalak)

Fragment ściany prawej w lewym rozwidleniu potoku. *1* zwietrzelina, *2* zlepieniec egzotykowy, *3* łupki, *4* mułowiec dolomitowy

Outcrop of submarine slide at Rolów Wierch near Bańska
(after M. Michalak)

Fragment of right wall in left bifurcation of stream. *1* slope detritus, *2* exotic conglomerate, *3* shales, *4* dolomitic mudstone

Na wschodzie w środkowej części niecki podhalańskiej osuwisk podmorskich nie napotkano. Wyjątkiem jest struktura spływowa odsłaniająca się na słowackim brzegu rzeki Białki, na stokach Chowańcowego Wierchu naprzeciw polany Rynias.

Seria zaburzona ma tu kilka metrów miąższości i składa się z naprzemianległych soczewek piaskowców i łupków. W łupkach tkwią piaskowe toczeńce spływowe o wymiarach 0,15 do 1 m. Egzotycznego materiału nie widać. Utwór ten pokryty jest normalnie leżącą serią piaskowcowo-łupkową (120°/13° N). Ze względu na niemożliwość bezpośredniego dostępu do odsłonięcia (leży ono na linii granicznej) struktura ta nie została dostatecznie zbadana.

Pasmo Skoruszyny

Stanowisko osuwisk podmorskich w rejonie pasma Skoruszyny zda się stanowić największe stwierdzone dotychczas skupienie zjawisk te rodzaju we fliszu podhalańskim, a ilość i rozmiary egzotyków są wyją kowe. Dzięki masowości występowania materiału głazowo-żwirowego powierzchni trafił on dawno do literatury naukowej, ale w zupełnie błę nym ujęciu, co jeden z autorów niniejszej pracy podniósł już w krótki wzmiance na marginesie innych zagadnień (Halicki 1955, str. 94, o nośnik).

Jako pierwszy poruszył zagadnienie głazów krystalicznych, kwarc towych i wapiennych występujących na północ od grzbietu Skoruszy skiego (w dolinie potoku Zabidowczyk) E. Romer (1929). O wapienia sądził, że mogą pochodzić z Pasma Skałkowego, granity i kwarcyty wi zał natomiast z najstarszym w jego koncepcji czaszowym zlodowacenie Tatr, H I 1 (głazy narzutowe lodowca tatrzańskiego, który przekrocz pasmo Skoruszyny). Za Romerem poszli zbliżoną drogą M. Gotkiewi (1931) oraz Gotkiewicz i J. Szaflarski (1934). Nie stanęli oni wprawd na stanowisku eratycznego charakteru bloków granitowych w dolinie Z bidowczyka, ale posunęli się jeszcze dalej, twierdząc (1934, str. 33-34), „nie ulega wątpliwości" pochodzenie bloków tych ze „żwirowego p ziomu skoruszyńskiego", z którego zostały one zdenudowane. Jeden z b ków liczył około 20 m³ objętości (załączają jego fotografię), co — zd niem tych autorów (l. c.) —

„... świadczy o potędze siły transportowej", „... jeśli się zważy, że oddalenie br od krystalinikum tatrzańskiego wynosi kilkanaście km (licząc w linii powiet nej)".

Należy dodać, że „żwirowiska predyluwialne" Skoruszyńskie (z w pieniami!) leżą miejscami na wysokości 600 m ponad współczesny dnami dolin. Na tej podstawie wymienieni autorzy rekonstruują barc daleko idące zmiany w paleohydrografii szerokiego obrzeżenia T i wiążą ze sobą różne spłaszczenia stoków i szczytów w skomplikowa systemy geograficzne pra-rzek karpackich.

W 1948 r., w czasie pobytu na terytorium Słowacji, drugi z au rów (B. H.) miał sposobność odwiedzenia Skoruszyny. Pomimo krótki pobytu na tym fliszowym grzbiecie, udało się wyjaśnić całkowicie nezę rzekomych żwirów rzecznych czy też eratyków. Zarówno w wyrwa erozyjnych wzdłuż drogi wiodącej z Habówki do Zabidowa przez C Wierch (939 m), jak i w paru sztucznych wykopach na wierzchowi (między Mikułówką a Skoruszyną) można było rozpoznać we fliszu w

chodnie ilasto-piaszczystych utworów osuwisk podmorskich z tkwiącymi w nich licznymi egzotykami różnych rozmiarów. Głazy egzotyczne rzeczywiście przechodzą na północną stronę grzbietu w kierunku zlewiska Potoku Zabidowskiego, a więc bezpośredni związek głazowisk okolic Zabidowa z egzotykami fliszu podhalańskiego pasma Skoruszyny istotnie „nie ulega wątpliwości".

Skład egzotyków jest, podobnie jak na wschód od Skoruszyny, bardzo urozmaicony. Wśród zebranych okazów znalazły się granity, gnejsy, łupki mikowe, porfiry, melafiry migdałowcowe, poza tym liczne skały osadowe, jak kwarcyty, wapienie, dolomity, margle, krzemienie ciemne i jasnoszare. Niektóre skały przypominały inwentarz reglowy (m. in. szare wapienie retyku wg opinii k. n. Z. Kotańskiego), inne — jak niektóre krzemienie, porfiry i melafiry — są Tatrom absolutnie obce. Stan obtoczenia egzotyków w masach osuwiskowych jest niejednolity, natomiast jest on bardzo dobry w ławicach drobnych zlepieńców (otoczaki do 2 cm) występujących w seriach niezaburzonego fliszu pomiędzy poszczególnymi utworami osuwiskowymi. Najdokładniej zaokrąglone są ziarna żwiru (kwarcowe i wapienno-dolomitowe) o wymiarach 3-5 mm.

Beňadikova na Liptowie

Na zakończenie niniejszego rozdziału zostanie dodany krótki opis osuwiska podmorskiego w dolinie Ternowca, nieco powyżej wsi Beňadikova na Liptowie. Przykład ten pozwala stwierdzić, że w morzu eoceńskim na południe od Tatr odbywały się analogiczne procesy i powtarzały się te same zjawiska. Osuwisko podmorskie reprezentuje tu masa dość ilasta, w której tkwią liczne ziarna żwiru, głaziki, głazy i bloki egzotykowe rozmieszczone, jak zwykle, chaotycznie. Bloki 1-metrowej średnicy nie należą do rzadkości, a jeden z bloków wapiennych liczył ponad 1 m^3 objętości. Niektóre głazy węglanowe są podziurawione przez skałotocze, co dowodzi, że pierwotnie głazowisko leżało w strefie litoralnej. Miąższość glin egzotykowych liczy 3-5 m.

W spągu i stropie leżą warstwy o strukturze niezaburzonej zawierające obfitą faunę, którą opracował i ostatnio opublikował F. Bieda (1957). W spągu osuwiska są to drobne zlepieńce o spoiwie wapnistym z rozproszonymi niewielkimi otoczakami o wymiarach do kilku cm; pod nimi ukazują się normalne ciemne łupki fliszowe.

Spokojnie leżący nadkład osuwiska rozpoczynają okruchowce wapienne (okruchy skalne zupełnie nie obtoczone) z bogatą fauną dużych otwornic i ślimaków. Okruchy skalne nie przekraczają tu 1 cm. Przechodzą one w czysto wapienną ławicę również zawierającą podobną faunę i przykrytą piaskowcem wapnistym.

Wśród materiału egzotykowego warstwy osuwiskowej panuje du rozmaitość litologiczna. Obok metamorficznych gnejsów i łupków mik wych widać mniej liczne granity oraz najliczniejsze skały osadowe: sp kane szare dolomity typu środkowo-triasowego, ciemne wapienie strzałką kalcytową o wyglądzie wapieni guttensteińskich, szare bard twarde kwarcyty żywo przypominające kwarcyty tzw. warstw hrade kich (= „warstwy z Lunz") [6], jasnoszare wapienie numulitowe ze sta szego eocenu z fragmentami skorup ostryg obok numulitów i wiele inny typów skalnych. Część egzotyków zdaje się należeć do inwentarza ska nego płaszczowin reglowych (gł. choczańskiej), o innych trudno coś bli szego powiedzieć.

Skłębiony charakter masy ilastej (bez śladów tekstury łupkowe w której tkwią egzotyki, świadczy o tym, że osuwisko w Beňadikovej o było się w zupełnie nieskonsolidowanym materiale, do którego dostały s głazy z pobrzeża.

Na podstawie fauny F. Bieda określił wiek warstw ograniczający od dołu i góry masę osuwiskową na dolny barton (op. cit.) [7].

Obecność wśród egzotyków w osuwisku wapieni numulitowych d wodzi, że wapienny środkowy eocen był już w tym czasie całkowi zdiagenezowany i tworzył przy brzegu morza liptowskiego na wyspie t trzańskiej falezy nadmorskie lub wzniesienia erodowane przez wody pł nące, które transportowały do strefy litoralnej otoczaki tej skały.

Uwagi końcowe

Przytoczony materiał faktyczny zdaje się wyczerpywać w pods wowych zarysach występowanie zjawisk osuwisk podmorskich na Po halu (tj. w obrębie terenów polskich). Mogą się tu znaleźć jeszcze po dyncze osuwiska w terenie gorzej odsłoniętym, ale — zważywszy na s ranne skartowanie Podhala przez współpracowników Zakładu Geolo Regionalnej — możliwości te będą raczej dość ograniczone i nie powin zmienić zasadniczego obrazu i wniosków wyciągniętych przez autor w rozdziałach następnych.

Na zakończenie tego rozdziału kilka uwag związanych z interp tacją podanych faktów.

---

[6] Wynurzają się one in situ spod fliszu liptowskiego względnie niedal stąd — w Hradku nad górnym Wagiem.

[7] J. Volko-Starohorský (1932) zalicza flisz okolicy Beňadikovej do serii zwanej przez niego „Hajske vrstvy" i będącej, w jego ujęciu, najmłodszym pal genem Liptowa.

Już przed dziesięcioma laty J. Gołąb (1949) wysuwał koncepcję o zlodowaceniu Tatr w eocenie. Podtrzymuje ją do ostatnich czasów, interpretując wkładki „iłów egzotykowych" we fliszu podhalańskim, bądź też ich część jako poziomy morenowe tego zlodowacenia. Świadczy o tym również jego wypowiedź na posiedzeniu naukowym Pol. Tow. Geol. w Warszawie w dniu 13 marca 1957 r.

Jak wynika z części opisowej niniejszej pracy, „iły egzotykowe" odpowiadają podmorskim powłokom osuwiskowym, które mają na pierwszy rzut oka pewne cechy wspólne z morenami. Bezładna tekstura i chaotyczne rozmieszczenie egzotyków należy do tych cech przede wszystkim, podobnie jak w każdej brekcji osuwiskowej (Kotański 1955)[8]. Zewnętrzne podobieństwa nie upoważniają jednak do dowolnej interpretacji tych utworów, gdyż przeciwko alternatywie glacjalnego pochodzenia „iłów egzotykowych" przemawiają bardzo poważne argumenty, które uważamy za decydujące.

W eocenie rosła w Tatrach ciepłolubna flora subtropikalna z lauraceami, migdałowcami, eukaliptusami i palmami (Kuźniar 1910), świadcząca o klimacie zupełnie odmiennym od glacjalnego. Analogii z Nową Zelandią trudno dopatrywać się w eoceńskich Tatrach, gdyż brak jakichkolwiek podstaw do przyjmowania wysokości ówczesnej wyspy tatrzańskiej na 4000-5000 m, pozwalającej na rozwój wysokogórskich lodowców, które spływały do morza. E. Passendorfer (1951) przyjmuje nawet możliwość całkowitego zalania Tatr w eocenie.

W Beňadikovej utwory egzotykowe podesłane są i przykryte *bezpośrednio* warstwami przepełnionymi skamieniałościami takimi jak numulity (10 gatunków), operkuliny, dyskocykliny, aktynocykliny, ślimaki *Tubulostium spirulaeum*, tj. formami charakterystycznymi dla ciepłej Tetydy (Bieda 1957). Bezpośrednie sąsiedztwo takiej fauny z transgredującym i topniejącym lodowcem jest trudne do wyobrażenia.

Na północnym Spiszu i północnym Podhalu utwory egzotykowe występują wzdłuż kontaktu z Pasmem Skałkowym. Koncepcja glacjalna musiałaby zatem do przyjęcia istnienia lodowców nie tylko w Tatrach, lecz także w strefie dzisiejszych Skałek, albo też do zakładania istnienia lodowców tatrzańskich typu polarnego przekraczających całe morze podhalańskie, które było przecież o wiele szersze od dzisiejszej strefy sfałdowanych osadów fliszu Podhala.

---

[8] O. J. Koop (1952) obserwował w oligoceńskiej brekcji osuwiskowej w południowej Francji głazy porysowane przez wzajemne ocieranie się podczas ruchu osuwiska.

Utwory egzotykowe, mające wszędzie podobny charakter, nie dadz się podzielić na glacjalne i nieglacjalne. Występują one w różnych pozic mach stratygraficznych fliszu podhalańskiego, od jego ogniw spągowyc do stropu. W świetle tego faktu hipoteza eoceńskiego zlodowacenia zmu szałaby konsekwentnie do przyjęcia istnienia w tym czasie w region tatrzańskim całej epoki lodowej o kilku okresach lodowych, co nie mieś się zupełnie w zespole znanych dotychczas faktów z geologii Karpat.

ROZMIESZCZENIE OSUWISK PODMORSKICH

Rzut oka na mapę (fig. 5) pozwala zorientować się, że jedna stre podmorskich osuwisk przywiązana jest do obrzeżenia niecki podhalańskie druga do jej środkowej części.

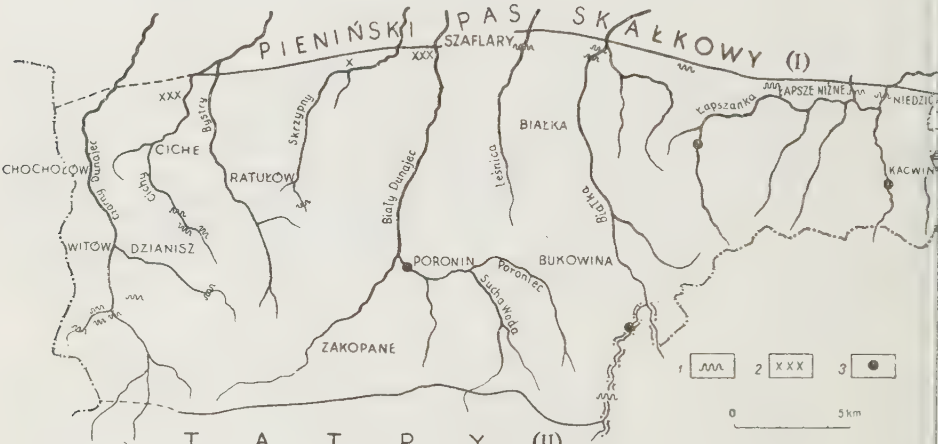


Fig. 5

Mapka rozmieszczenia osuwisk podmorskich i zjawisk pokrewnych we fliszu Podh: *1* powłoki osuwiskowe, *2* facja osuwiskowa fliszu, *3* ześlizgi podmorskie

Sketch map of the distribution of submarine slides and other related phenome within the Podhale Flysch

I — Pieniny Klippen-Belt, II — Tatra Mts. *1* slump sheets, *2* flysch slump faci *3* submarine slips

W części przyskałkowej zanotowano długi szereg osuwisk ciągr cych się wzdłuż całego północnego brzegu geosynkliny, począwszy Kalenberku na wschodzie przez Niedzicę, Łapsze, Białkę, Leśnicę i Sz flary, po Pasiekę na zachodzie. Nie na całej przestrzeni intensywność z wisk osuwiskowych jest jednakowa. We wschodniej części Podhala i

Spiszu występują grube kompleksy ilasto-piaszczystych mas z otoczakami egzotykowymi, z blokami, bryłami i toczeńcami różnych typów; w zachodniej części obserwowano tylko warstwowanie spływowe, tj. drobne powłoki spłyniętych piasków czy żwirów (mikrospływy) w swoistej facji fliszu (por. str. 90-91). Elementy spłynięte w osuwiskach, jak i materiał piaskowców i zlepieńców w warstwach otaczających osuwisko wyraźnie drobnieje ze wschodu na zachód.

O osuwiskach podmorskich na południowym obrzeżeniu niecki Podhala wiadomo jeszcze bardzo mało. W świetle obserwacji E. Passendorfera (1958) zanotowane osuwisko nad Białką stanowi jedynie fragment potężnie rozbudowanych zjawisk tego typu ujawnionych w gruboklastycznych osadach przedpola Bielskich Tatr. Dalej na zachodzie osuwisk podmorskich w omawianej strefie brak.

Zsuwy i ześlizgi występujące w środku niecki fliszowej ograniczone są do zachodniej części Podhala. Występują one w Witowie, Cichem, Chochołowie, a poza granicami Polski na Skoruszynie. Duża intensywność procesów, grubość pokryw osuwiskowych na zachodzie, a zanikanie ich ku wschodowi świadczy o zmniejszaniu się objawów ruchów masowych sedymentów dennych z zachodu na wschód.

Nasilenie procesów osuwisk podmorskich w niektórych strefach fliszu Podhala podkreśla pewne etapy rozwoju geosynkliny. W strefie brzeżnej osuwanie się i spływanie materiału przy krawędziach niecki związane było zapewne z wczesnymi ruchami orogenicznymi pogłębiającymi geosynklinę.

Warstwy łupkowo-piaskowcowe leżące nad seriami spływowymi wskazują na bardziej głębokomorskie pochodzenie osadów. Osuwiska w części przyskałkowej występują z reguły w spągu podhalańskiej facji łupków menilitowych („dysodylowych"). Na przyległych lądach i wyspach musiała się wówczas rozwijać silna erozja. Rzeki i potoki znosiły do morza spore ilości materiału skalnego (dobrze zaokrąglone otoczaki egzotykowe świadczą o pochodzeniu rzecznym znacznej części tego materiału), który — dzięki procesom osuwiskowym — dostawał się w głębsze partie zbiornika. Podmorskie ruchy masowe obejmowały nie tylko materiał luźny, lecz również część skonsolidowanych już sedymentów. Impulsy powodujące osuwiska musiały być zatem silne.

Z kierunku rozmieszczenia osuwisk, ilości materiału osuwiskowego, wielkość elementów osuwisk, jak i charakteru otaczających osuwiska warstw można wnioskować, że geosynklina Podhala w tym stadium rozwoju pogłębiała się od wschodu ku zachodowi.

Osuwiska występujące w środkowej części niecki znajdują się w najmłodszych warstwach znanych we fliszu podhalańskim. Ruchy masowe

były tu związane zapewne z zamieraniem geosynkliny w związku z ro:
poczynającą się fazą fałdowań na przełomie eocenu i oligocenu. Skutkie
procesów fałdowych jest, być może, znacznie większy udział osadów skor
solidowanych w osuwiskach lawinowych środkowej części niecki. Zan
kanie zjawisk osuwiskowych ku wschodowi, zmniejszanie się w tym ki
runku ilości i kalibru materiału, jak również zmiany facjalne osadó
w środku niecki podhalańskiej (wyklinowywanie się ku wschodowi fac
piaszczystej) wskazuje na pogłębianie się w tym czasie geosynkliny z z
chodu na wschód.

Geosynklina podhalańska była zatem terenem bardzo niespokojny
pod względem tektonicznym, a co się z tym po części wiąże — równi
i sedymentacyjnym. W początkowym stadium jej rozwoju ruchy wzn
szące ujawniały się w jej wschodniej części; pod koniec jej istnienia r
chy dźwigające najsilniej wystąpiły na zachodzie.

Szczegółowe zbadanie materiału osuwisk podmorskich rzuci z
pewne dalsze światło nie tylko na rozwój samej geosynkliny, ale równi
na historię otaczających ją lądów.

POCHODZENIE MATERIAŁU EGZOTYKOWEGO WE FLISZU PODHALAŃSKIM

Wśród dotychczasowych badaczy fliszu podhalańskiego zaznaczy
się dwa skrajne stanowiska w interpretacji pochodzenia egzotyków flis
podhalańskiego.

Jedno z nich reprezentuje L. Watycha, którego pogląd oddaje w
powiedź w dyskusji na „Konferencji w sprawach geologii Regionu Podh
lańskiego w dniach 2 i 3 listopada 1949 r." (wg powielonego protokó
Konferencji, str. 20):

„Tylko zlepieńce występujące w spągu wapieni numulitowych zawierają m
teriał tatrzański. W partiach wyżejległych materiału tatrzańskiego zupełnie bra

Uwagi te dotyczą wschodniego Podhala.

Skrajnie przeciwne stanowisko zajmuje J. Gołąb (1947, 1949, 19
1954), widzący wśród egzotyków zachodniej połaci fliszu podhalańskie
duży udział skał z Tatr. Zdanie to podtrzymuje wymieniony badacz
chwili obecnej, co wynika z wypowiedzi w dyskusji nad referatem A. R
domskiego (1957) na str. 136. Gołąb raz jeszcze podkreśla tu „inwers
sedymentacji" w warstwach chochołowskich wyrażoną w składzie egz
tyków i polegającą na pojawianiu się otoczaków wapieni numulitowy
w ich spągu, skał mezozoicznych — w partiach środkowych i wreszcie
otoczaków skał krystalicznych tatrzańskich w stropie tych warstw. N

leży wszakże dodać, że Gołąb nie neguje domieszki we fliszu podhalańskim egzotyków obcych, nie będących skałami tatrzańskimi.

Te sprzeczne i na pozór wyłączające się opinie zdają się polegać na nieporozumieniu.

Bezpośrednie podłoże fliszu podhalańskiego składa się niewątpliwie w przeważnej części ze skał typu „reglowego" — płaszczowin Granidów przywleczonych z południa i złożonych na autochtonicznych lub parautochtonicznych elementach wgłębnych Tatrydów (masy „wierchowe") oraz ewentualnie na ogniwach przejściowych łączących facje wierchowe ze skałkami, tj. na facjach manińskiej i haligowieckiej. D. Andrusov już dość dawno (1945) obejmował wspólną nazwą „Vysokotatranské pásmo sensu lato" zespół skalny wierchowo-maniński; podobne związki facjalne na odcinku pienińskim ujawnił ostatnio K. Birkenmajer, wydzielając fację haligowiecką, jako najbardziej południowe ogniwo facjalne skałek na styku ze strefą sedymentacyjną facji wierchowej (wypowiedź na obronie pracy kandydackiej w Warszawie w czerwcu 1957 r.). Obecność skał „reglowych" pod fliszem podhalańskim ujawnia się bezpośrednio w oknach tektonicznych: dobrze znanej wyspy drużbackiej na Spiszu, kilku okien choczańskich na zachodnim Liptowie oraz mniej znanej wysepki Pucowa, między Zamkami Orawskimi a Kubinem, gdzie spod fliszu wynurzają się środkowo-triasowe wapienie i dolomity. Na tym podłożu transgredował normalnie eocen podhalański, co dobrze widać na obrzeżeniu mezozoiku Drużbak.

Jak masy reglowe spod fliszu, tak zapewne ukazują się gdzieniegdzie, a przede wszystkim na północy Podhala, spod pokrywy tektonicznej Granidów okna wgłębnych mas „Tatrydów sensu lato" oraz pokryw i jądra hipotetycznego masywu o nieustalonej dotąd pozycji tektonicznej, który dostarczał już w górnej kredzie obfitego materiału egzotycznego obrzeżającym go sedymentom. Andrusov wylicza szczegółowo skład petrograficzny i domniemaną pozycję stratygraficzną egzotyków ze zlepieńców upohlawskich nad Wagiem i na Orawie, gdzie rozmiary ich wahają się „od wielkości grochu do wielkości niewielkiego domku" (op. cit. str. 130 oraz 146-149). Są wśród nich zarówno elementy skałkowe jak i „tatrzańskie" (reglowe i wierchowo-manińskie). Birkenmajer (1957) obserwował w supralitoralnych zlepieńcach warstw jarmuckich otoczaki egzotykowe typu werfeńskiego i środkowo-triasowego obok różnych skał krystalicznych i metamorficznych.

Wiele spośród tych typów skał egzotycznych znanych jest również autorom z fliszu podhalańskiego. Większość spośród nich zapewne nie pochodzi z masywu tatrzańskiego w pojęciu dzisiejszych orograficznych Tatr. Nie wydaje się możliwym zerodowanie z Tatr jakichkolwiek całkiem nieznanych przedeoceńskich ogniw stratygraficznych, po których

nie pozostało żadnego śladu w ich obrębie. Tatry są tak dobrze odsł nięte i tak dobrze rozcięte, że w ich intersekcyjnym obrazie nie mog ukryć się przy dzisiejszej znajomości ich budowy poważniejsze elemen skalne tego rodzaju. Pewne odstępstwa od tej zasady mogą mieć zn czenie lokalne i ujawniać się w składzie egzotyków jedynie w bezp średniej bliskości Tatr.

Pewnym konkretnym przyczynkiem do charakterystyki egzotykó fliszu podhalańskiego jest opis petrograficzny jednego z typów melafiró migdałowcowych, którego kilka okazów znalazło się na Oślim Wiercl pod Skoruszyną. Dla porównania z nim wyzyskano okaz melafiru z we fenu reglowego Niżnich Tatr, zebrany wraz z wielu innymi odmiana tych skał w kamieńcu Wagu koło Hradku Liptowskiego przy wyloc z gór doliny potoku Bočianka, niosącego w swych żwirowiskach wiel ilość otoczaków melafirów niżniotatrzańskich. Okazy opracowa doc. dr Irena Kardymowicz, za co autorzy składają jej uprzejme podzi kowanie. Wyniki opracowania dały, co następuje:

„Otrzymane do zbadania okazy skalne z Oślego Wierchu (Oraw oraz jeden z miejscowości Hradek (Liptów), zdradzające znaczne pod bieństwo makroskopowe, poddane przeglądowi pod mikroskopem, wyk zały co następuje:

1) Skała z Hradku (2 szlify znaczone H $1_{a,\ b}$) zaliczana przez R. Ke nera i V. Štástny'ego (1931) do melafirów wykazuje daleko posunię proces przeobrażenia. Posiada teksturę migdałowcową z ofitową stru turą. Nieprawidłowych kształtów migdały, z delessytem na ściankac wypełnione są kalcytem, produktami krystalizacji krzemionki oraz ch rytem. Matrix składa się z listewek skaleni oraz zielonych produkt przeobrażeń oliwinu (i augitu?) jak chloryt, serpentyn, a także liczny tlenków żelaza barwy czarnej, brunatnej i pomarańczowej (iddingsyt Kalcyt występuje w postaci plam na skaleniach, których charakteru ch micznego nie dało się oznaczyć.

2) Okazy z Oślego Wierchu (4 szlify znaczone O.W. $1_{a,\ b}$ i O.W. 2_{a} w szlifie nie wykazują różnic, zatem opis poniższy dotyczy obu okazó Skały wykazują daleko posunięty proces przeobrażenia, lecz wśród pı duktów przeobrażeń kalcyt występuje w ilości mniejszej, niż w sk. z Hradku. Migdały wypełnione są przeważnie produktami krystaliza krzemionki oraz brudnoszarą masą o cechach węglanu wapnia; licznie w stępują w nich drobne tlenki żelaza, na ściankach zaś migdałów od stro wewnętrznej — chloryt (delessyt), a zewnętrznej — nieprzezroczys biotyt.

Struktura ofitowa składa się z listewek skaleni, zielonych produ tów (głównie chlorytu) przeobrażeń femicznych składników skały (biot

augit?) oraz strzępów nieprzezroczystego biotytu. Skaleń o cechach oligoklazu-andezynu (an_{15}-an_{32}).

Wniosek: na podstawie studiów mikroskopowych oraz wiadomości o melafirach słowackich, uzyskanych z Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales (Praha, 1931) można z pewnym prawdopodobieństwem orzec, że zebrane z Oślego Wierchu otoczaki skał są pokrewne melafirom z Hradku".

Z przytoczonej opinii nie wynika oczywiście wniosek o przywleczeniu melafirów werfeńskich z terenu Niżnich Tatr do morza Podhalańskiego. Daje ona raczej podstawę do spodziewania się obecności w podfliszowym podłożu Podhala i Orawy melafirów, które należą zapewne do analogicznej jednostki stratygraficznej stanowiącej jednak pokrywę innej tektonicznej jednostki na północ od Tatr — najprawdopodobniej wielokrotnie wspominanego masywu przyskałkowego, którego istnienie potwierdzają ostatnio również dane geofizyczne (Gołąb w dyskusji nad referatem Radomskiego, 1957). Takie tłumaczenie pochodzenia egzotyków melafirowych we fliszu podhalańskim znajduje również poparcie w faktach znajdowania przez Andrusova (1945) podobnych melafirów migdałowcowych wśród otoczaków zlepieńców upohlawskich, a więc w obrębie Pasma Skałkowego, tj. na północnym obrzeżeniu geosynkliny Podhala.

Na podstawie poczynionych przez autorów obserwacji i niektórych pozycji z literatury można najogólniej naszkicować przedstawione niżej zasady rozmieszczenia egzotyków we fliszu Podhala.

Niewątpliwy materiał z Tatr ogranicza się do skał reglowych (trias-kreda) i występuje w spągu eocenu u podnóża tych gór (Passendorfer 1951), sięgając — być może — do zlepieńców-brekcji, czy też osuwisk podmorskich we fliszu przedpola Tatr Bielskich (Kuźniar 1908, Sokołowski 1948). Wpływ regli zaznacza się również w detrytycznym charakterze sedymentów wapienno-dolomitycznych tworzących się w strefie przybrzeżnej głównie kosztem niszczenia reglowego środkowego triasu; ziarna kwarcu odgrywają tu jeszcze rolę znikomą (Tokarski i Oberc 1953). Wkrótce sytuacja zmienia się zasadniczo. Zamiast podtatrzańskich facji przybrzeżnych z materiałem lokalnym zapanowuje na całym obszarze sedymentacyjnym geosynkliny podhalańskiej (i liptowskiej) dość jednolita facja fliszowa z panującym kwarcem detrytycznym, który już nie pochodzi z wyspy tatrzańskiej. W przekroju Podhala na linii Stare Bystre—Zakopane, według S. Kreutza (in Nowak 1927, str. 105) występuje we fliszu materiał egzotyczny:

„W piaskowcach stwierdzamy tu skalenie alkaliczne, plagioklazy kwaśne, zbliżone do albitu, brak typowego dla Tatr oligoklazu, zawierającego zwykle około 28% an. Odnosi się to także do fliszu położonego tuż pod Tatrami (Koziniec)".

Skąd pochodził ten materiał? Ostatnie prace (Dżułyński i Radomski 1955, Radomski 1957) podkreślają bardzo mocno obecność równoleżnikowych prądów w morzu basenu podhalańskiego, utrwalonych w postaci hieroglifów wleczeniowych. Obserwacje autorów niniejszej publikacji zgodne są co do tego. Istnieje jednak brak uzgodnionych poglądów w kwestii kierunku tych prądów: ze wschodu na zachód, czy też odwrotnie (por. np. protokół konferencji podhalańskiej 1949). Dżułyński i Radomski (1955) zakładają kierunek z W na E. Szereg faktów, które zostaną omówione szerzej w innych pracach, wskazuje jednak, że w dolnych ogniwach fliszu zaznacza się również kierunek transportu materiału klastycznego ze wschodu na zachód (np. w tzw. zlepieńcach kacwińskich — Grzybek, 1956); w wyższych warstwach fliszu podhalańskiego kierunek ten zanika i panuje odwrotny — z zachodu na wschód, co wynika m. in. z malenia w tym kierunku grubszych frakcji klastycznego osadu. Tam też na zachodzie znajdowało się główne źródło tego materiału. W spągowych i wyższych stratygraficznie ogniwach fliszu podhalańskiego zmienia się również skład egzotyków — np. podnoszona przez autorów w części opisowej obecność lub też brak „zieleńców" w pewnych partiach fliszu. Źródło macierzyste tych skał zdaje się leżeć dziś głęboko pod fliszem.

Kilka słów wypada wreszcie poświęcić występowaniu otoczaków egzotycznych pochodzenia rzecznego. Charakter obtoczenia wielu egzotyków przemawia za możliwością ich przytransportowania nad brzeg eoceńskiego morza podhalańskiego przy współudziale wód płynących. W tym przypadku źródło ich pochodzenia może znajdować się w niewiększej odległości od Podhala, aczkolwiek nie jest to warunkiem koniecznym. Np. Birkenmajer (1957) widzi źródło egzotyków rzecznych zlepieńców warstw jarmuckich w bardzo nieznacznym oddaleniu od Pasma Skałkowego.

Szersze i pełniejsze omówienie poruszonych problemów zostawiają autorzy na przyszłość, do czasu zebrania i opracowania obfitszego materiału faktycznego.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Spływy grawitacyjne na dnie zbiornika sedymentacyjnego fliszu podhalańskiego występują we wszystkich znanych w literaturze postaciach: mikrozaburzeń spływowych mierzonych w skali centymetrowej, ześlizgów i stłoczeń osadów o charakterze lokalnym i amplitudzie od kilku do kilkudziesięciu metrów oraz wielkich i grubych powłok osuwiskowych (slump sheets) przebiegających zazwyczaj lawinowo na wie

kich przestrzeniach i mających zasięg zapewne setek metrów (a może i więcej).

W starszych ogniwach stratygraficznych fliszu większe nasilenie procesów spływowo-osuwiskowych zaznacza się we wschodniej części Podhala i na Spiszu, w młodszych zaś — w zachodniej części tego regionu i na Orawie (Skoruszyna).

Procesy te, a raczej ich nasilenie, związane są z ruchami tektonicznymi: pierwszy etap — z zapadaniem się dna i pogłębianiem się geosynkliny podhadlańskiej, drugi — w którym osuwiska skoncentrowane są głównie w środkowej części niecki, — z wypiętrzaniem się i początkową fazą fałdowań schyłkowo eoceńskich i oligoceńskich w geosynklinie.

Transport materiału klastycznego na dnie basenu odbywał się w starszej fazie sedymentacji częściowo ze wschodu na zachód, a w młodszej fazie — wyłącznie z zachodu na wschód. Jest to zapewne skutkiem przemieszczania się ośrodka maksymalnego wgięcia w profilu podłużnym geosynkliny Podhala z zachodu na wschód.

Materiał egzotykowy we fliszu podhalańskim pochodzi z Tatrydów sensu lato, przede wszystkim jednak z Granidów, które stanowią bezpośrednie podłoże fliszu. Niektóre egzotyki z transportu rzecznego mogą mieć swe źródło w dalszych regionach. Pewne typy egzotyków (np. „zieleńce") przywiązane są wyłącznie do niższych poziomów stratygraficznych fliszu, podczas gdy brak ich w warstwach wyższych.

Zakład Geologii Regionalnej Polski i Świata
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1931, 1938. Geologický výzkum vnitrniho bradlového pasma v zap. Karpatoch. — Rozpr. Štat. Geol. Úst. Č. S. R. I, III. Praha.

— 1943. Geologia a výskyty nerastných surovin Slovenska. Bratislava.

— 1945. Geologický výzkum vnútorného bradlového pasma v zapadných Karpatoch IV-V. — Práce Štat. Geol. Úst. ČSR, 13. Bratislava.

ARCHANGELSKIJ A. D. 1930. Opołzanije osadkov na dnie Černego Moria i geologičeskoje značenie etogo javlenia. — Bjul. Mosk. Obšč. Isp. Prir. Otd. Geoł., t. VIII. Moskva.

BELL H. S. 1940. Armored mud balls — their origin, properties and role in sedimentation. — J. Geol., vol 48. Chicago.

BEETS C. 1948. Miocene submarine disturbances of strata in Northern Italy. — Ibidem, vol. 54. Chicago.

BIEDA F. 1957. Fauna velkých foraminifer vrchnego eocenu Slovenska (Die Fauna grosser Foraminiferen im Obereozän der Slowakei). — Geol. Sborn., VIII/1. Bratislava.

BIEDA F. & HORWITZ L. 1931. Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala (Es de stratigraphie du Flysch du Podhale). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Gé Pol.), t. VI/4. Warszawa.

BIRKENMAJER K. 1954. O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach (On age of the so-called "Puchov marls" in the Pieniny). — Biul. I. G. (Bull. In Géol. Pol.) 88. Warszawa.

— 1956. Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) in Pieniny Klippen-Belt. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. IV, no. 10 Warszawa.

COOPER J. R. 1943. Flow structures in the Berea sandstone and Bedford shale Central Ohio. — J. Geol., vol. 51, no. 3. Chicago.

DUNBAR C. D. & RODGERS J. 1957. Principles of stratigraphy. New York.

DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle te prądów zawiesinowych (Origin of groove casts in the light of turbid currents hypothesis). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.

— 1957. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych (Clastic dikes in Carpathian Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol Pol.), t. XXV Kraków.

FAIRBRIDGE R. W. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies — B Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 30.

GOŁĄB J. 1947. Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego (Hydrogeolog characteristic of the Gubałówka Range near Zakopane). — Biul. P. I (Bull. Serv. Géol. Pol.) 32. Warszawa.

— 1949. Referat o fliszu Podhala. Konf. w spr. geologii Reg. Podhalański (protokół powielany). Kraków.

— 1952. Tektonika Podhala (streszczenie referatu). — Geol. Biul. Inf. P. I z. 1. Warszawa.

GOTKIEWICZ M. 1931. Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie (Die v diluviale Hochfläche von Skoruszyna im Orawagebiet). — Przegl. Ge (Rev. Géogr.), t. XIX. Warszawa.

GOTKIEWICZ M. & SZAFLARSKI J. 1934. Dyluwialne i predyluwialne pozi dolinne na Orawie (Contribution à l'étude des anciennes vallées en Orava Wiad. Służby Geogr., nr 2. Warszawa.

GRZYBEK K. 1956. Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego na ark. Nied 1:25000 (praca magisterska). Archiwum Zakł. Geol. Reg. Polski i Świata. U Warszawa.

HABANKOV A. B. 1948. Drevnije opołznievyje narušenia artinskich słojev Srednim Urale. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. 61, no. 6. Moskva — Le grad.

HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dolinie Suchej Wody w trach (La nappe subtatrique inférieure dans le bassin de Sucha Woda, H Tatra). Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.

HADDING A. 1931. On subaqueous slides. — Geol. Fören. Förhandl., 53/4. St holm.

JONES O. T. 1937. On the sliding or slumping of submarine sediments in Den shire North Wales, during the Ludlow period. — Quart. J. Geol. Soc. Lon vol. 93, pars 3. London.

KETTNER R. & ŠTASTNY V. 1931. Carte géol. du versant Nord de Basse Ta Guide Carp. Occ. Atlas. Praha.

KINDLE E. M. 1931. Sea-botom Cabot strait earthquake zone samples. — I Geol. Soc. Amer., 42. Washington.

KLENOVA M. B. 1948. Geołogia moria. Moskva.

KONFERENCJA w sprawie geologii regionu podhalańskiego 1949. Maszynopis powielony. Kraków.

KOOP O. J. 1952. A megabreccia formed by sliding in Southern France. — Amer. J. Sci., vol 250, no. 11. New Haven.

KOTAŃSKI Z. 1955. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative of genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Trias in the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 1. Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ K. 1951a. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XIX, z. 4. Kraków.

— 1951b. Geologia dynamiczna. Warszawa.

KUENEN P. H. 1949. Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 104, pars 3. London.

KUŹNIAR W. 1907. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr. PAU 42. Kraków.

— 1910. Eocen Tatr i Podhala (Das Eozän der Tatra und des Podhale). — Ibidem, 44. Kraków.

LOMBARD A. 1956. Géologie sédimentaire. Paris—Liège.

MAZUŚ A. 1957. Zdjęcie geologiczne okolic Bańskiej Niżnej i Nowego Targu (praca magisterska). Archiwum Zakł. Geol. Reg. Polski i Świata U. W. Warszawa.

NALIVKIN D. B. 1956. Učenie o facjach. Moskva-Leningrad.

NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). Kraków.

PASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX, z. 3. Kraków.

PAWŁOWSKI S. 1916. Z morfologii Pienińskiego pasa Skałek (Sur la morphologie des Klippes des Pienines). — Kosmos XI. Lwów.

PEPPER J. F., DE WITT W. & DEMAREST D. F. 1954. Geology of the Bedford and Berea Sandstone in the Appalachian basin. — Geol. Surv. Proffess., paper 259. Washington.

RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI, z. 2. Kraków.

ROMER E. 1929. Tatrzańska epoka lodowa (The ice age in the Tatra Mts.). — Prace Geograficzne, t. XI. Lwów.

SHEPARD F. P. 1933. Depth changes in Sagani bay during the great Japanese earthquake. — J. Geol., vol. 41. Chicago.

— 1948. Submarine geology. New York.

SHROCK R. R. 1948. Sequence in layered rocks. New York.

SOKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. Géologie du versant sud). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

TEISSEYRE H. 1952. Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha (Geological structure of the northern region of Wałbrzych). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 62. Warszawa.

— 1956. Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa. Sudety Środkowe (On Upper Devonian sedimentation in Pogorzała and Witoszów. Middle Sudeten, Poland). — Acta Geol. Pol., vol. VI/3. Warszawa.

TOKARSKI J. & OBERC A. 1953. Z petrografii eocenu Tatr — Kamieniołom „po Capkami" (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatr Mountains — „pod Capkami" Quarry). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géo Pol.), t. XXI, z. 4. Kraków.

TWENHOFEL E. 1939. Principles of sedimentation. New York.

VAŠIČEK M. 1953. Podminky wzniku teglu, šliru, a fliše a problem jejich strati grafie. — Sborn. Ústř. Úst. Geol., sv. 20. Praha.

— 1954. Stopy revolučnich sedimentačnich procesů. — Ibidem, sv. 21/2. Prah

VOLKO-STAROHORSKY J. 1932. Geologicke študia v najmladšom paleogen Liptova. — Liptovsky sv. Mikuláš.

К. ГЖИБЕК и Б. ГАЛИЦКИ

ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ ВО ФЛИШЕ ПОДГАЛЯ (ЗАП. КАРПАТЫ)

(Резюме)

Две первые главы посвящены обзору литературы и терминоло гическим вопросам. В третьей главе следует описание полевых на блюдений и их интерпретация. Авторы выделяют в подгальском фли ше несколько типов деформаций гравитационного характера. Микро деформации измеряются сантиметрами и приурочены к отдельны слоям песчаника. Деформации среднего масштаба типа flow fold имеют в вертикальном разрезе мощность от 1 до 2 м. и прослежи ваются на пространстве от нескольких метров до нескольких деся ков метров (пл. XL и фиг. 1). Найболее распространенными являютс однако лавинные оползни (avalanche slides), которыми вовлекали вглубь бассейна массы еще не отвердевших осадков рядом с глыбам песчаника и сланцев, которые успели уже отвердеть вследствие диа генеза (пл. XLI-XLV и фиг. 2-4). Оползневые массы содержат боль шое количество экзотической гальки и валунов пород подфлишевого субстрата, главным образом субтатранских и татровых фаций (Гра ниды и Татриды). Экзотический материал речного и прибрежного происхождения. До попадения в оползневые массы он был окатан на земными потоками или волнами эоценового моря у крутых берего островов поднимающихся над его уровнем.

Размещение подводных оползней не произвольное. В краевы зонах геосинклинали подгальского флиша, как северной (на границ с пенинским клипповым поясом), так южной (у берегов Татр), опол зни сосредоточены в восточных частях Подгаля и в смежных с ним районах Спиша. В стратиграфическом отношении краевые зоны пред ставлены нижними горизонтами флиша. В центральной части ге

синклинали, где господствует верхнее стратиграфическое звено флиша, подводные оползни установлены только в западной части Подгаля и в пограничной Ораве (фиг. 5). Такую картину авторы объясняют орогенными движениями в геосинклинале. В начальный период осадконакопления, т.е. в начале верхнего эоцена, имели место главным образом движения в краевых зонах в связи с процессами погружения дна бассейна. На конечном этапе седиментации флиша подводные оползни возобновились с новой силой, когда в подгальской геосинклинали начались орогенные движения, которые в конечном итоге привели к складчатости флиша на рубеже эоцена и олигоцена.

K. GRZYBEK & B. HALICKI

SUBMARINE SLIDES IN THE PODHALE FLYSCH (CARPATHIANS)

(Summary)

ABSTRACT: Disturbances of slip bedding folds and true slide type are phenomena associated with submarine gravitational movements of sediments that are described here from the Podhale flysch area. The intensity of these phenomena is reported to decrease from east to west within the lower members of the flysch area, while within its upper members the order is reversed. The writers believe this to be due to orogenic movements at work in the Podhale geosyncline. The exotic material of flysch beds is built up mainly of Tatride and Granide elemtnts. The coarse-clastic fraction of deposits near the bottom of flysch beds diminishes from east to west, but from west to east towards the top. This suggests that clastic material in the Podhale basin is derived from diverse supply sources during particular development stages of the geosyncline.

Several types of gravitational disturbances, to which the bottom deposits of the Eocene sea had been subjected, are described by the writers within the Podhale flysch area.

One of these types of deformation is slip-bedding in single beds, measurable in centimetres, while flow folds are deformations on a somewhat larger scale, with vertical amplitude from 1 to 2 m and which occur in outcrops over distances from a few to some tens of metres (pl. XL and text-figure 1). The greater part of these disturbances, however, belongs to the avalanche-slide type. Indubitable proofs of their occurrence have been found within the flysch as slump sheets, 2 to 7 m. thick and with a wide range of extension (pl. XLIII). Erosional troughs have also been

encountered, in which slide-derived material glided along the floor of th flysch basin (pl. XLI, text-figure 2).

Slide processes involved both, undiagenesed material giving rise flow rolls, balls with spiral structure, armored balls and similar stru tures, and diagenesed material in the form of slip blocks of sandston and lumps of shales (pl. XLII, XLIV, and XLV) from older flysc sediments. Moreover, in submarine slides, the occurrence is common exotic pebbles (text-figs. 3 and 4) of fluvial or littoral origin, rounde by the action of flowing water or of sea waves on the shores of islan which emerged from the Eocene sea within the Podhale region, befo they were carried away by the action of slides far into the interior of th basin.

In a number of places, where exotic material is dispersed ov valley slopes in greater quantities, some geographers (Pawłowski 191 Gotkiewicz 1931, Gotkiewicz & Szaflarski 1934), have interpreted it Pliocene stream gravels, and in one case as Pleistocene erratic, materi from the Tatra Mts. (Romer 1929). The present writers refute the correc ness of these opinions showing that all the discussed cases are exampl of outwashed slump sheets from Eocene submarine slides.

The petrographic composition of exotics displays great variety rocks: granites, porphyries, melaphyres, gneisses, different types of met morphic shales; of sedimentary rocks: quartzites, lydites, cherts, limeston and dolomites. The origin of the exotics varies. Some of them come fro the Tatra Mts. i. e. from the Tatra massif sensu stricto and represent hig tatric as well as sub-tatric rock facies. The majority, however, do not ov their origin to the Tatra Mts. The immediate substratum of the Podha flysch is without doubt made up mainly of the „sub-tatric" type rocks — nappes of Granides overlapping from the south and deposited authochtonic or parautochtonic deeper elements of the Tatrides ("hig tatric" masses), and possibly on transition members linking the Tatrid with the Pieniny Klippen Belt, i. e. on the Manin and Haligowce seri The presence of "sub-tatric" rocks below the Podhale flysch is reveal directly in tectonic windows: the well known Drużbaki "island" (Rožb chy) in the Spisz area, several "windows" of Chocz masses in the weste part of the Liptów region, and the small Pucov "island" in western Ora In the last site Middle-Triassic dolomites emerge from flysch beds.

Elsewhere, particularly so within the northern Podhale area, t tectonic mantle of the Granides probably emerges in "windows" of t outcropping subsurface formations of the Tatrides or of the mantle a core of the hypothetical sub-Klippen massif. The tectonic position of t massif has not thus far been established but it is known to have be

luring Upper Cretaceous times an important supply source of abundant
xotic material for the beds of the adjacent sedimentary area. D. Andru-
ov (1945) gives a detailed specification of the petrographic composition
ind hypothetical stratigraphic position of exotic pebbles and blocks from
Senonian conglomerates of Upohlava on the rivers Vag and Orava, stating
hat they contain Klippen as well as "Tatric" elements, i. e. from the
Tatrides and from the Granides. The present writers have encountered
xotic elements of similar types within the northern part of Podhale.
Most likely they are referable to the same flysch substratum rocks that
merged as islands from the Eocene sea, or may, perhaps, occur within the
Podhale flysch, partly resting on secondary bed, having been outwashed
rom Upohlava conglomerates.

Material beyond doubt referable to the orographic Tatra Mts. is,
mong exotics, restricted to sub-tatric rocks (Triassic-Cretaceous) and
ccurs solely in bottom Eocene beds at the foot of these mountains. Quite
bviously, the entire Tatra Range must have been mantled during Eocene
ransgression by sub-tatric masses, while the crystalline core, similarly
o high-tatric formations, did not then as yet outcrop surficially (Passen-
orfer 1951). Exotic rocks only, alien to the Tatra Mts. occur throughout
ne Podhale flysch between the southern Podhale zone and the northern
Klippen-near zone, as has long ago been ascertained by S. Kreutz (in
Nowak, 1927). The present writers are of the opinion that this exotic
naterial is partly referable to the cliffs of the off-shore islands, partly
o fluvial origin, and that it has been transported from the littoral area
o the interior of the flysch basin by processes of submarine sliding.

The distribution of submarine slides within the Podhale flysch is
ot uniform.

Even a cursory survey of the map in text-fig. 5 shows that one of
ne slide belts is associated with the marginal zones of the Podhale basin,
ne other with its central portion. In the Klippennear zone a long slide-
elt has been observed stretching along the entire northern margin of the
eosyncline: from Kalemberk at the Polish-Slovakian frontier in the east,
nrough Niedzica, Łapsze, Białka, Leśnica, Szaflary, as far as Stare Bystre
n the west. The intensity of the slide movements has not been uniformly
t work over the whole mentioned area. In the eastern part of the Pod-
ale region and in Spisz the occurrence is noted of thick slump sheets
ontaining exotic boulders up to 0.5 m. in diameter, also blocks of sand-
ones, lumps of shales and flow rolls; within the western portion of that
one only thin sheets of slip-bedded sands and gravels are observed in
characteristic, strongly arenaceous and weakly cemented flysch facies
ith small exotic pebbles. The grade of the elements that have slipped
own in the slides, as well as that of the material building up sandstones

and conglomerates in layers surrounding the slides decreases distin
from east to west.

Submarine slides at the southern margin of the Podhale basin
confined to the forefield of the Bielskie Tatry and terminate in the v
on the Białka stream line. Farther west no submarine slides have b
noted within the flysch zone at the foot of the High- and West Tatra I

Slides and slips occurring in the middle of the flysch basin c
centrate in the western portion of the Podhale region. They have b
observed in Witów, Ciche, Dzianisz, Bańska and Poronin, and outsid
Polish territory on Mt. Skoruszyna in Slovakia. Intensity of the proces
great thickness of slump-sheets in the west and their gradual disappea
ce to the east, all indicate that the reduction of the phenomena associ
with mass movements of bottom sediments of the Eocene sea were tal
place in the WE direction.

The degree of intensity in submarine sliding processes within s
zones of the Podhale flysch is an illustration of certain developme
stages of the geosyncline. In the marginal zones the sliding and flov
material along the slopes of the basin bottom may, most likely, be
sociated with a sinking of the geosyncline. Throughout the entire nort
flysch zone near the Pieniny Klippen Belt, shale beds overlying the f
series suggest a more deep-sea origin ("dysodile shales"). That during
stage of development the subsidence of the Podhale geosyncline had
EW direction will be inferred on the distribution of slides, quantitie
slide material, the size of slide elements and the nature of the surroun
beds.

Slides observable in the central portion of the basin occur within
younger beds of the Podhale flysch. Mass movements here were prob
associated with the decline of the geosyncline in connection with
commencement of the folding phase at the Eocene-Oligocene bound
The predominance of consolidated elements within avalanche slides of
central part of the basin may be due to folding processes. The disapp
ance towards the east of slide phenomena, the reduction in the s
direction of the quantities and grade of material, as well as facial cha
of sediments in the centre of the Podhale basin, all suggest that the
sidence of the geosyncline was at that time taking place in a WE direc
The Podhale geosyncline may thus be considered as an area of st
disturbances, both tectonic and sedimentary. During the initial stag
its development upheaval movements were at work within its east
portion while towards its decline they were strongest in the west.

*Laboratory of Regional Geology
of the Warsaw University
Warszawa, January, 1958*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XL-XLV

DESCRIPTION OF PLATES XL-XLV

PL. XL

Fig. 1

Ześlizg grawitacyjny w Kacwinie na Spiszu

Fot. K. Grzybek

Gravitational slip at Kacwin in Spisz

Fig. 2

Ześlizg grawitacyjny w Kacwinie na Spiszu — fragment

Fot. K. Grzybek

Fragment of gravitational slip at Kacwin in Spisz

PL. XLI

Rynny wypełnione materiałem osuwiskowym nad Łapszanką na S od Łapsz Wyżnych na Spiszu

Fot. K. Grzybek

Troughs on the Łapszanka Stream, S of Łapsze Wyżne in Spisz, filled by slide material

Fig. 1

Część południowa — Southern portion

Fig. 2

Część północna — Northern portion

PL. XLII

Fig. 1

Fragment osuwiska podmorskiego w Potoku Cichym we wsi Ciche

Fot. K. Grzybek

a toczeniec piaskowcowy, *b* łupkowa bryła ześlizgowa

Fragment of submarine slide in the Cichy Stream at the Ciche village

a sandstone flow roll, *b* slip block of shale

Fig. 2

Bryła piaskowcowa oblepiona iłem ze żwirem egzotykowym — osuwisko podmorskie w Cichem

Fot. K. Grzybek

Submarine slide at Ciche village — sandstone block armored by clay with exotic gravel

PL. XLIII

Fig. 1

Masa osuwiskowa ilasto-piaszczysta z egzotykami w potoku Magura koło Witow

Fot. K. Grzybe

Slump sheet mass with exotics, in the Magura Stream near Witów

Fig. 2

Dwie powłoki osuwiskowe przedzielone normalnymi osadami fliszowymi. Witó potok Magura

Fot. A. Wasilews

a powłoka osuwiskowa górna, *b* łupki fliszowe z wkładkami piaskowca, *c* powło osuwiskowa dolna

Two slump sheets separated by normal flysch sediments. Magura Stream Witów

a upper slump sheet, *b* flysch shales intercalated by sandstone, *c* lower slump she

PL. XLIV

Fig. 1

Bloki ześlizgowe piaskowca tkwiące w zlepieńcu egzotykowym osuwiska w poto Magura koło Witowa

Fot. K. Grzyb

Sandstone slip blocks cemented by exotic slide conglomerate in the Magura Stre near Witów

Fig. 2

Materiał fliszowy w osuwisku podmorskim. Witów, potok Magura

Fot. A. Wasilew

a łupek, *b* piaskowiec

Older cemented flysch material in submarine slide. Magura Stream in Witów

a shale, *b* sandstone

PL. XLV

Fig. 1

Piaskowcowe bloki ześlizgowe w osuwisku podmorskim. Witów, potok Magu

Fot. A. Wasilew

Sandstone slip blocks in submarine slide. Magura Stream in Witów

Fig. 2

Fragment osuwiska w górnej części potoku Magura — masa piaszczysto-łupko z tkwiącymi bryłami i okruchami piaskowca fliszowego

Fot. K. Grzyb

Fragment of slide in upper course of Magura Stream — arenaceous-clay mat cementing blocks and fragments of flysch sandstone

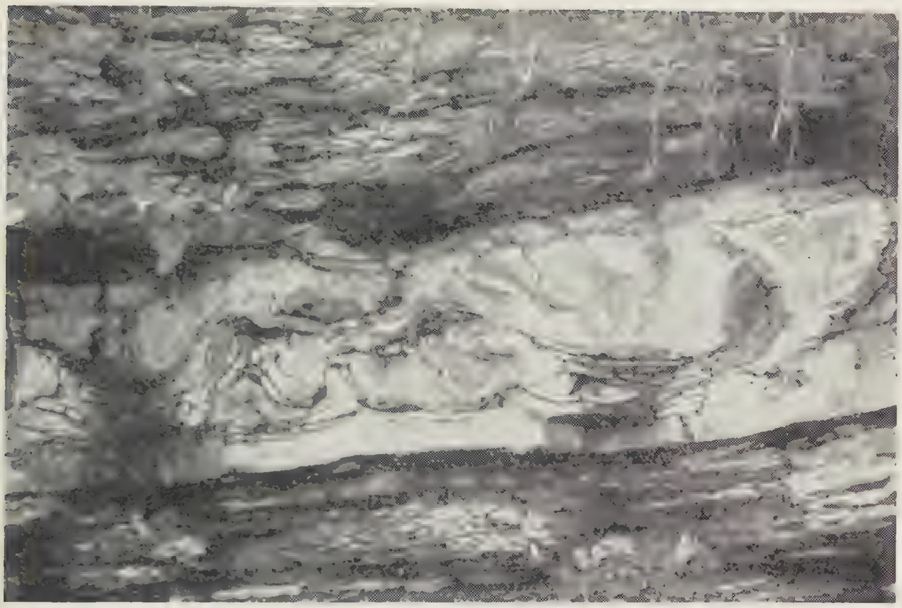


Fig. 1

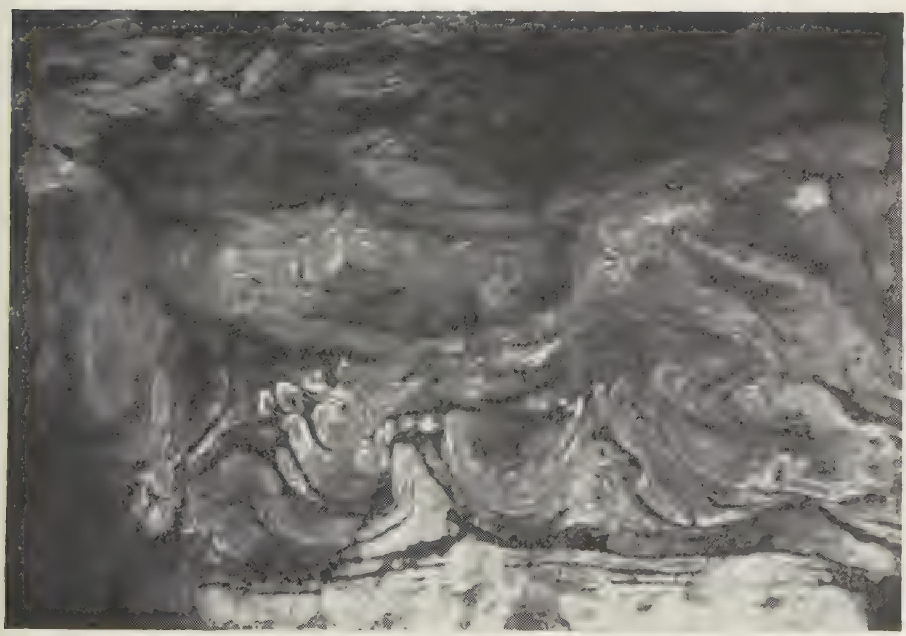


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

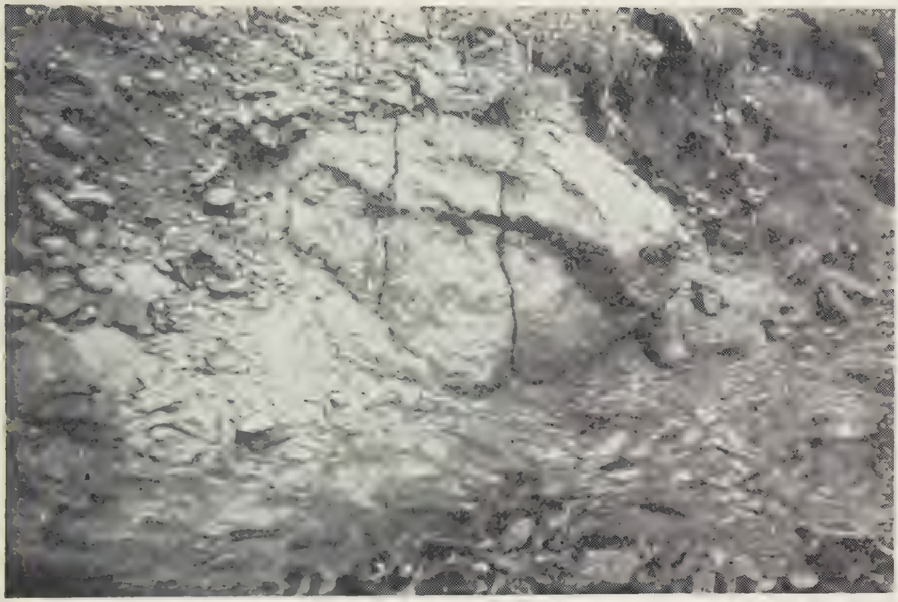


Fig. 1

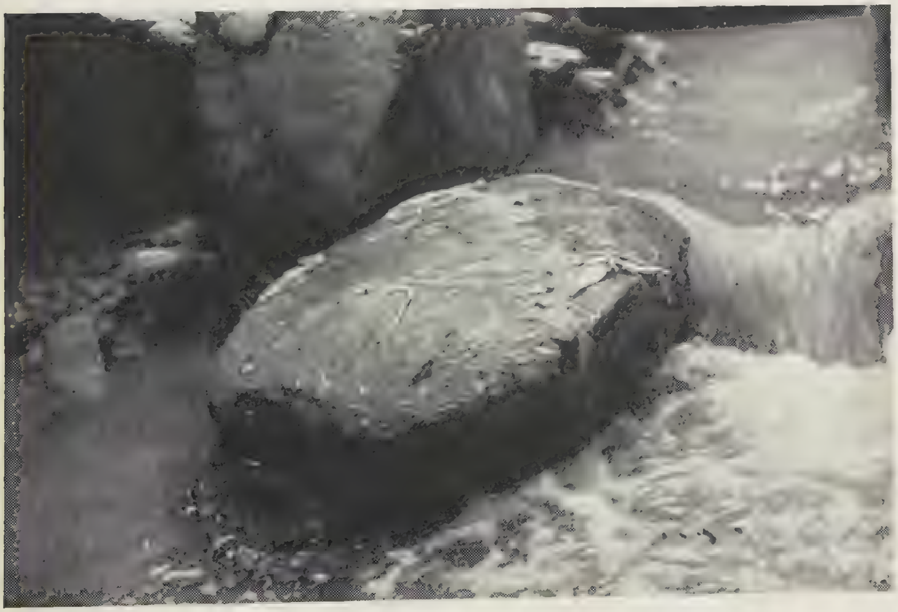


Fig. 2



Fig. 1

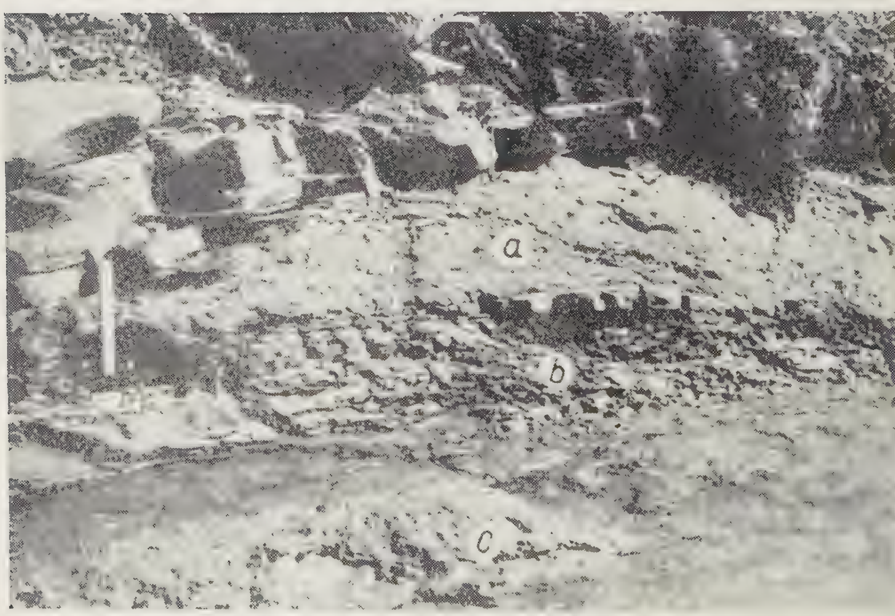


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

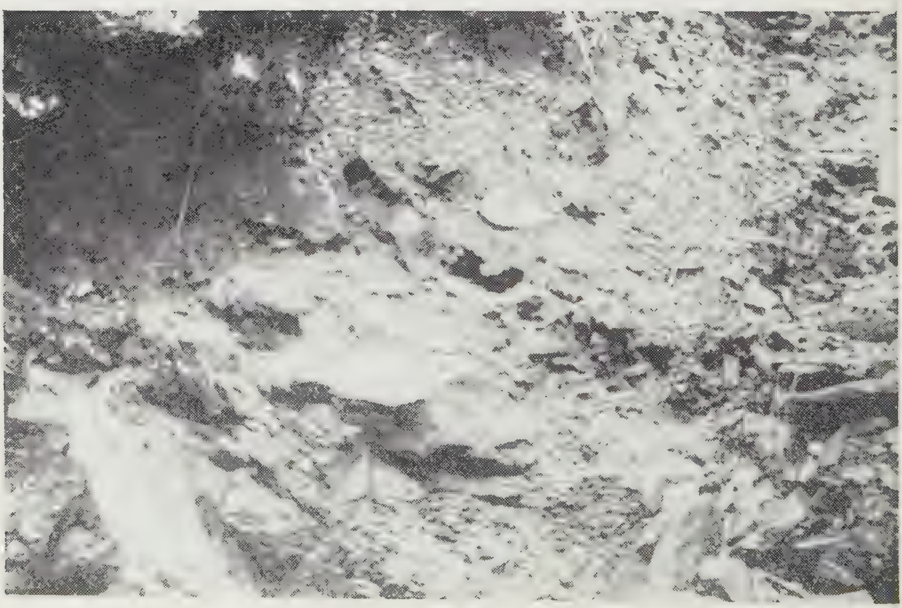


Fig. 2

EDWARD PASSENDORFER

W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego

STRESZCZENIE: Eocen w Tatrach leży transgresywnie na różnych ogniwach płaszczowiny reglowej dolnej i choczańskiej. W jednym tylko miejscu, a mianowicie na Zadnich Koszarzyskach (Tatry Zachodnie) spoczywa bezpośrednio na granicie. Osady te zaczynające się zlepieńcami złożonymi z otoczaków triasowych, jednak bez udziału materiałów z granitu, leżą na miejscu, a nie zostały nasunięte, jak przypuszczali niektórzy badacze.

Na znacznych obszarach Tatr ponad wapieniami numulitowymi pojawia się seria zlepieńców, które na wschodnim krańcu Tatr w Tokarni u stóp Tatr Bielskich osiągają miąższość do 150 m. W skład otoczaków obok skał mezozoicznych płaszczowiny reglowej wchodzą także otoczaki skał metamorficznych i wulkanicznych obcych Tatrom. Zostały one przyniesione po sfałdowaniu Tatr, a przed zalewem eoceńskim z południa, a następnie wyniesione z Tatr i osadzone w zlepieńcach Tokarni, które reprezentują duży stożek napływowy lub deltę. Z Tatr przeważnie zostały przyniesione egzotyki znajdujące się we fliszu Podhala w jego części bliższej Tatrom.

WSTĘP

Zagadnienie warunków sedymentacyjnych eocenu tatrzańskiego należy do jednego z najciekawszych zagadnień geologii Tatr z tego względu, że eocen transgredował na bardzo różnym podłożu, zróżnicowanym petrograficznie, morfologicznie i tektonicznie oraz dlatego, że warunki te ulegały znacznym zmianom. Wyraża się to bardzo zmiennym charakterem poszczególnych ogniw eocenu tatrzańskiego oraz bardzo zmiennym stosunkiem tych ogniw do siebie (Sokołowski 1958). Zagadnieniem tym zajmowałem się już uprzednio (Passendorfer 1952), a ostatnio w roku ubiegłym, w czasie mej wędrówki po słowackiej stronie Tatr w gronie pracowników Zakładu Geologii Dynamicznej U. W., miałem możność zebrania nowych obserwacji, które rzucają ciekawe światło na ten problem. Uwagi moje nie roszczą sobie pretensji do rozstrzygnięcia całego niezwykle skomplikowanego zagadnienia, ale mają na celu zwró-

cenie uwagi na pewne zjawiska na tym obszarze nieznane albo mało znane, co może pobudzić do dyskusji i przyczynić się do rozwiązania tych ciekawych problemów.

ZADNIE KOSZARZYSKA

Obszar Zadnich Koszarzysk (na SW od Osobitej) był przedmiotem ożywionej dyskusji pomiędzy Limanowskim (1910) i Kuźniarem (1910) i odegrał dużą rolę w momencie rozwiązywania zasadniczych zagadnień geologii tatrzańskiej. Na obszarze tym, jak to pierwszy zauważył D. Stur, a potwierdził później J. Morozewicz, bezpośrednio na granicie leży płat utworów eoceńskich (fig. 1). Według Morozewicza płat ten jest pochodzenia tektonicznego i strzępem nasunięcia. V. Uhlig (1897), któremu zawdzięczamy szczegółowe zbadanie powyższego odsłonięcia, podaje ry-

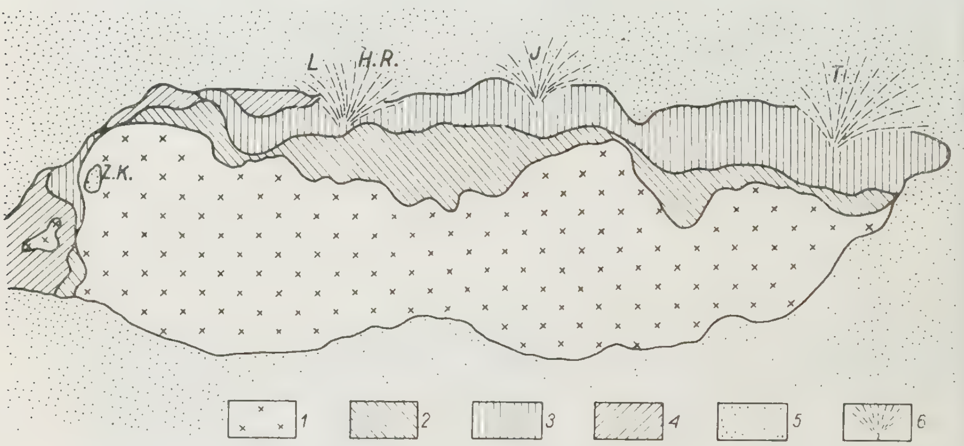


Fig. 1

Rozmieszczenie stożków napływowych rzek po północnej stronie Tatr

1 granit, *2* seria wierchowa, *3* płaszczowina reglowa dolna, *4* płaszczowina choczańska, *5* flisz, *6* stożki napływowe, *Z. K.* Zadnie Koszarzyska, *L* Lejowa, *H. R.* Hruby Regiel, *J* Jaszczurówka, *T* Tokarnia. Zaznaczone na mapce stożki napływowe nie są jednego wieku. Stożki Lejowej, Kościeliskiej i Hrubego Regla reprezentują utwory starsze sprzed zalewu eoceńskiego. Stożki Jaszczurówki i Tokarni powstały po zalewie.

Distribution of alluvial fans of streams on the Northern slopes of the Tatra

1 granite, *2* high-tatric series, *3* lower sub-tatric nappe, *4* Chocz nappe, *5* flysch, *6* alluvial fans. *Z. K.* Zadnie Koszarzyska, *L* Lejowa, *H. R.* Hruby Regiel, *J* Jaszczurówka, *T* Tokarnia. The alluvial fans indicated on the map are not of the same age. Those of Lejowa, Kościeliska and Hruby Regiel represent older sediments prior to Eocene transgression. The Jaszczurówka and Tokarnia fans have been formed after marine transgression

ıek, w którym zaznacza leżące bezpośrednio na granicie zlepieńce ważа całą serię za leżącą na miejscu. M. Lugeon (1903) uznał również cen na Zadnich Koszarzyskach za utwór miejscowy, wobec jednak ktu, że eocen leżący na płaszczowinach reglowych, jego zdaniem, transedował na południe od Tatr, przyjmował jego przesunięcie później pod gmachem tatrzańskim i eocenem Zadnich Koszarzysk.

W. Kuźniar stoi na stanowisku autochtonizmu czapki eoceńskiej na dnich Koszarzyskach, zwracając uwagę, że przyjęcie tezy M. Lugeona magałoby założenia kolosalnych wytłoczeń eocenu, czego nie widzimy. Limanowski natomiast bronił tezy, że eocen na Zadnich Koszarzyskach t strzępem serii nasuniętej, czego miałyby dowodzić zdeformowane rupki numulitów. W 1952 r. wyraziłem przekonanie, że eocen Zadnich szarzysk leży na miejscu i stanowi strzęp normalnej pokrywy eocenu, óra spoczywa tutaj na granicie, na skutek tego, że na obszarze tym nastąpiło silne wytłoczenie serii osadowych zarówno wierchowej jak i reowej dolnej, wobec czego ocalała tu jedynie silnie zredukowana seria oczańska.

W ubiegłym roku miałem możność zapoznania się z tym interesująm odsłonięciem, co pozwoliło mi na jeszcze silniejsze ugruntowanie wywiedzianego uprzednio twierdzenia. Eocen Zadnich Koszarzysk, zgode z opisem V. Uhliga, leży na grzędzie idącej od Zuberca ku Palenicy aznacza się dość wyraźnie w morfologii terenu. Seria eoceńska zaczyna tu zlepieńcami, leżącymi bezpośrednio na granicie. Samego kontaktu e udało się jednak odsłonić. Zlepieńce składają się z otoczaków i okruów na ogół niewielkich rozmiarów. Przeważają okruchy wielkości zecha włoskiego, rzadziej spotyka się okruchy większe. Wśród elemenv składowych spotykamy otoczaki dobrze zaokrąglone, niektóre nawet liste. W większości jednak przypadków jest to materiał ostrokrawęsty i nie odbył długiego transportu. W materiale otoczakowym przeżają wapienie i dolomity triasowe płaszczowiny choczańskiej.

Nie natrafiłem natomiast na elementy, które by można odnieść na wno do serii wierchowej. Nie spotkałem również ani jednego okrucha ınitowego. Uhlig wspomina o znajdowaniu elementów pochodzących krystaliniku (Urgebirge); W. Kuźniar przeczy ich obecności. Jest rzeą oczywistą, że po krótkim, kilkugodzinnym poszukiwaniu nie można ierdzić z całą stanowczością, że nie ma w serii eoceńskiej na Zadnich szarzyskach elementów pochodzących z krystaliniku. Gdyby się nat znalazły, musiałyby być oczywiście rzadkie, skoro w towarzystwie ech pracowników Zakładu nie udało się nam ich znaleźć. Badając odnięty profil widzimy, że cała seria zaczynająca się zlepieńcami stopwo przechodzi ku górze w kompleks grubości kilkunastu metrów pias-

kowców dolomitowych tego typu, jaki znamy z Doliny Kościeliskie; W serii tej pojawiają się tu i ówdzie przewarstwienia z numulitami. Ła wicy wapieni numulitowych, takich jakie widzimy u wylotu Doliny Koś cieliskiej, które przykrywałyby opisaną serię na Koszarzyskach, bra wskutek jej zniszczenia.

Analizując charakter utworów odsłoniętych w opisanej odkrywc stwierdzamy, że nie ma on żadnych cech, które by uzasadniały przypusz czenie, że eocen Zadnich Koszarzysk stanowi resztkę serii nasuniętej n granit. Odsłania się tu bowiem normalny profil podobny do profilu Do liny Kościeliskiej, brak tylko w spodzie grubej serii zlepieńcowej. Trudn byłoby przypuścić, by przy nasunięciu zachowało się normalne następstw stratygraficzne, gdyż w razie nasunięcia dolna seria zlepieńcowa zwia zana z podłożem pozostałaby na pewno w tyle, a wyższa część zostałab odkłuta i mogłaby ulec przesunięciu. Zlepieniec nie wykazuje równie żadnych cech kataklazy; otoczaki nie są potrzaskane, ani nie są poprze suwane w stosunku do siebie. Nie widać również deformacji skorupe numulitów. W tych warunkach wydaje mi się, że jedynie słusznym je wniosek, że eocen Zadnich Koszarzysk leży normalnie na miejscu jak resztka pokrywy, która ongiś przykrywała w tym miejscu trzon kryst liczny Tatr.

Zastanawia jednak fakt, że utwory te leżące na granicie nie zawie rają otoczaków granitowych. Przypadek ten nie jest odosobnion W świetle przedstawionych przeze mnie faktów (Passendorfer 1957) ni można wątpić, że werfen na Jagnięcym Wierchu leży na miejscu, a cho ciaż w wielu innych miejscach spoczywa bezpośrednio na granicie, oto czaków granitowych nie zawiera. Jest przecież rzeczą oczywistą, że ma teriał otoczakowy leżący w spągu jakiejś serii nie musi pochodzić bez pośrednio z podłoża, ale może być przeniesiony z dalszych okolic. Fak że zlepieniec eoceński na Zadnich Koszarzyskach nie ma otoczaków gra nitowych, dowodzi, że w momencie transgresji eocenu granit posiad pokrywę skał osadowych, w tym przypadku należącą do serii choczań skiej, która dopiero później uległa zniszczeniu.

Zlepieńce eoceńskie odsłaniają się również u wylotu doliny Siweg Potoku, idącej w kierunku Zuberca. Wiążą się one tam bezpośrednio z ru moszem leżącym na dolomitach choczańskich, tak że trudno ustalić, gdz kończy się rumosz dolomitowy, a gdzie zaczynają zlepieńce eoceński Bardzo instruktywny przekrój odsłania się u wylotu Doliny Zuberski w Brestowej. Na dolomicie choczańskim leży tam zlepieniec, a racz brekcja zbudowana z ostrokrawędzistych okruchów dolomitowych bardz różnych rozmiarów, od bardzo drobnych do bloków o średnicy kilku dziesięciu cm. Materiał, który tworzy brekcję, pochodzi wyłącznie z n

żej leżącego dolomitu choczańskiego. W jednym i drugim miejscu widać, że morze wkraczało na obszar płaski, a fale morskie nie miały siły by przerobić mechanicznie rumosz skalny leżący na powierzchni.

TOKARNIA I TATRY BIELSKIE

Niezwykle interesująco przedstawiają się stosunki sedymentacyjne na wschodnim krańcu Tatr, widoczne przy szosie prowadzącej z Jaskiń Bielskich do Jaworzyny w pobliżu wylotu Bachledowej Doliny. Odsłania się tam bardzo ciekawa seria zlepieńcowa, w której występują różnorakiego rodzaju elementy, różniące się charakterem petrograficznym, wielkością i stopniem obróbki mechanicznej. Materiał ułożony jest zupełnie bezładnie, bez śladu warstwowania lub też selekcji materiału według wielkości. Wśród składników występują przede wszystkim różnego rodzaju wapienie i dolomity. Niektóre z bloków wapiennych osiągają rozmiary 0,7 m. Przypominają one pewne typy wapieni urgońskich, orbitolin w nich jednak nie widziałem. Są to najprawdopodobniej wapienie murańskie. Nierzadko spotyka się bloki i otoczaki różowych i białych wapieni krynoidowych liasu reglowego. Bardzo często są otoczaki i okruchy żółtych dolomitów triasu reglowego. Tu i ówdzie występują krzemienie przypominające krzemienie wapieni murańskich i wreszcie dobrze ogładzone otoczaki kwarcu.

Do najciekawszych elementów należą doskonale obtoczone otoczaki skał metamorficznych oraz ułamki lidytów i porfirów. Bliższa charakterystyka inwentarza otoczaków jest zamieszczona na następnych stronach.

Najbardziej uderzającym zjawiskiem są bloki i okruchy ciemnych łupków i mułowców ostro odcinające się od zlepieńców (pl. XLVII, fig. 1, 2; pl. XLVIII, fig. 1, 2; pl. XLIX, fig. 1). Bloki łupków ilastych w skrajnych przypadkach przekraczają 5 m w dłuższym wymiarze. Zorientowane są one w zlepieńcu w bardzo różny sposób. Niektóre leżą zgodnie z upadem, inne stoją ukośnie lub pionowo. Łupki te są zupełnie miękkie, a kształty bloków bardzo nieregularnie postrzępione. Obok łupków występują ostrokrawędziste lub zaokrąglone bloki mułowców wapiennych lub dolomitowych, w których nierzadko można znaleźć numulity. Są to zatem utwory eoceńskie, które utworzyły się wcześniej, uległy diagenezie i dostały się potem do osadu. Eoceńskiego wieku są również łupki ilaste, które musiały powstać uprzednio w czasie spokojnej sedymentacji poprzedzającej powstanie zlepieńców, lub wśród zlepieńców w momencie pewnej stagnacji rzek niosących żwiry.

Śledząc profil widzimy, że wyżej zmienia się charakter osadu, pojawiają się piaskowce, a wśród nich jeszcze pojedyncze ławice zlepień-

ców i wreszcie cała seria przechodzi stopniowo w utwory piaskowcowe fliszu (pl. XLIX, fig. 2). Odsłonięta przy szosie seria zlepieńcowa stanowi strop potężnego kompleksu zlepieńców, z którego zbudowane jest wzgórze Tokarni. Na wzgórzu tym odsłania się seria zlepieńców mierząca do 150 m miąższości. Tworzy tu ona pionowe skarpy (pl. XLVI, fig. 1), opadające ku południowi.

Wzmianki o eocenie Tokarni znajdujemy u Uhliga (1897) i W. Kuźniara (1908). Obaj autorzy zwracają uwagę na jedyny w swoim rodzaju zlepieńcowy charakter eocenu tatrzańskiego w niespotykanym gdzie indziej w Tatrach rozwoju. Zlepieńce Tokarni ku zachodowi szybko cienieją, tak że we wsi Żar nie odgrywają już dominującej roli. Otoczaki skał metamorficznych znajdowałem jeszcze w Podspadach.

Jak wygląda sytuacja stratygraficzna zlepieńców Tokarni, informują profile opublikowane przez S. Sokołowskiego (1948). Opisuje on na wschód od Potoku Nowego w spągu eocenu brekcje podstawowe, składające się z ułamków wapieni murańskich. Skład petrograficzny brekcji sprawia trudności w oddzieleniu wapieni murańskich od eocenu. Widzimy tu zatem zjawisko podobne do opisanego przeze mnie z Tatr Zachodnich. Nad brekcją leżą warstwy zielono-brunatnych łupków piaskowcowych, a wyżej wapienie numulitowe, które ku górze stają się piaszczyste i przechodzą w marglisto-ilaste łupki fliszu podhalańskiego. Charakter fliszu widoczny jest w dolnej części Potoku Nowego i w potoku Jaworzynce. Przeważają tu łupki. W Potoku Nowym, a szczególnie u jego ujścia do Jaworzynki, pojawiają się w łupkach soczewy zlepieńców lub brekcji, zbudowanych z otoczaków skał reglowych. Soczewki zlepieńców i brekcji występujące w zachodniej części Tatr Bielskich potężnieją ku wschodowi, osiągając w Tokarni wspomnianą miąższość 150 m.

Bardzo instruktywny profil podaje W. Kuźniar (1908) z Potoku Reglanego. Idąc od jego ujścia do Potoku Bielskiego w górę, widzimy tam konglomeraty, a wśród nich cienkie warstewki czarnych łupków, mających wszelkie znamiona fliszu. Warstewki te rozszerzają się ku zachodowi, a zanikają zupełnie ku wschodowi. Widoczne są liczne interkalacje warstewek łupku i piaskowca. W profilu tym zazębiają się w normalnym następstwie sedymentacyjnym łupki i zlepieńce sypane do jakiegoś basenu, a niesione z południa.

Kontakt eocenu z podłożem odsłania się wzdłuż południowego odcinka drogi ku Jaskiniom Bielskim. Bezpośrednio na dolomitach kajpru leży ciemny wapień numulitowy podesłany zlepieńcami. Na wapieniach spoczywa seria grubych zlepieńców, w których obok otoczaków wapieni, margli i krzemieni znajdują się duże bloki wapieni numulitowych. Ku górze seria ta przechodzi w kompleks naprzemianlegle ułożonych drob-

ıych zlepieńców, piaskowców i czarnych. doskonale warstwowanych łup-
:ów. Jeszcze wyżej pojawiają się coraz liczniej grube zlepieńce nawią-
ując do opisanego wyżej profilu.

Zlepieńcowa seria Tokarni leży zatem na normalnej serii eoceń-
kiej, zaczynającej się zlepieńcami czy brekcjami podstawowymi, a prze-
hodzącej w utwory numulitowe. Potwierdza to również fakt występo-
ania w serii Tokarni bloków i brył łupków i mułowców z numulitami,
tóre wytworzyć się musiały w momencie poprzedzającym powstanie
erii zlepieńcowej Tokarni. Seria zlepieńcowa Tokarni odpowiada dru-
iej serii zlepieńców znanej z różnych punktów Tatr.

Analiza morfologii składników zlepieńców Tokarni pokazuje do-
odnie, że mamy tutaj do czynienia z elementami o bardzo różnym
opniu obtoczenia, co dowodzi, że składniki te odbyły bardzo różną drogę.
najdujemy wśród nich doskonale zaokrąglone otoczaki kwarcu, otoczaki
:ał metamorficznych i twardych krzemieni, które musiały przejść długą
ɔróbkę mechaniczną. Niektóre z nich znajdują się niewątpliwie na drugo-
ędnym złożu. Obok tego spotykamy duże, zaokrąglone, ale wykazujące
awędzie, bloki szarych wapieni przepełnionych fauną (pl. XLVI, fig. 2)
wapieni krynoidowych, które ze względu na swoją wielkość i kształt
e mogły odbyć długiego transportu. Nie odbyły również długiego trans-
ɔrtu ostrokrawędziste okruchy dolomitów. Znajdujemy wreszcie bloki
pków ilastych zupełnie nieobtoczonych, które dostać się musiały do
adu bezpośrednio z jakiegoś stromego brzegu i w ogóle żadnego trans-
rtu nie odbyły. Jest rzeczą zastanawiającą, że w materiale otoczako-
ym Tokarni nie widać otoczaków granitu poza jednym okruchem, któ-
go pochodzenie określić trudno. Wskazywałoby to, że trzon granitowy
e był jeszcze wówczas odsłonięty, tak jak to suponowałem uprzednio
assendorfer 1952).

Do najciekawszych elementów należą otoczaki lidytów, skał meta-
ɔrficznych i porfirów. Tych ostatnich skał na terenie Tatr nie ma na
wno. Nie ma również takich lidytów i zdaje się niektórych skał meta-
ɔrficznych. Z faktu występowania ich w serii zlepieńcowej Tokarni wy-
za niedwuznacznie, że zostały one przyniesione z południa, a więc
ɔbszaru Tatr. Mogłyby to być częściowo elementy pochodzące z jakichś
rszych zlepieńców, za czym przemawia również ich dobre obtoczenie.
ɔgłyby to być także otoczaki z metamorficznej pokrywy trzonu grani-
vego Tatr, która na obszarze Tatr Wysokich uległa niemal komplet-
nu zniszczeniu, a mogła tu i ówdzie ocaleć przed permską denudacją.
awdopodobniejsze jednak wydaje się przypuszczenie, że otoczaki skał
tamorficznych nie pochodzą z trzonu tatrzańskiego, a to dlatego, że są
ɔrze obtoczone i mają nieduże rozmiary. Gdyby pochodziły z odsło-

niętego niedaleko krystaliniku, byłyby znacznie większe i znacznie mni obtoczone. Skoro więc lidyt, skały metamorficzne, a niewątpliwie wulk niczne nie pochodzą z masywu tatrzańskiego, to nie pozostaje nic inneg jak tylko przypuścić, że otoczaki te zostały przyniesione w jakimś okr sie dawniejszym na obszar Tatr z terenów leżących na południe i złożo w postaci żwirowisk, które dopiero później zostały wymiecione z obsza Tatr i dostały się do stożków sypanych u podnóża Tatr. W ten sposó w materiale stożków znalazły się elementy obce Tatrom.

Tatry, jak wiemy, uległy sfałdowaniu i wydźwignięciu po powst niu osadów najwyższego albu, najprawdopodobniej w czasie górnej kred W górnej kredzie i dolnym paleogenie Tatry są częścią wielkiej ma lądowej [1]. Na północy obszar lądowy sięga po Pieniński Pas Skałkow Basen podhalański nie jest pokryty morzem. Na południu Tatry poprz Kotlinę Liptowską wiążą się z Niżnimi Tatrami, a dalej zapewne z m sywem Weporu i z Gemerydami. Na obszarze tym płyną rzeki i niosą m teriał z wyniesionych na południu obszarów, może z paleozoiku Gemery skąd mogą pochodzić skały metamorficzne i lidyty. Potężne serie po firów znamy z werrukana na południe od Niżnich Tatr. Rzeki niosą m teriał na obszar Tatr i dalej na północ, zasypując nieckę podhalańsk Żwiry te mogą znajdować się dziś głęboko ukryte pod fliszem podhala skim. W eocenie cały ten wielki obszar ulega częściowo rozbiciu i w l tecie morze wkracza w obniżone niecki. Morze to postępujące od półno ku Tatrom przerabia żwiry złożone przez rzeki i miesza je z materiałe miejscowym. Zalew posuwa się stopniowo ku południowi znacząc sw pochód zlepieńcami podstawowymi znajdujących się w spągu utworów f szowych. Takie same utwory spotykamy i po południowej stronie Ta W środkowym eocenie Tatry wyglądają zatem jak wyspa oblana od pó nocy i od południa przez płytkie morze. Jedynie ku zachodowi ciągnie s pas zbudowany z utworów płaszczowiny choczańskiej.

W tym więc czasie Tatry odcięte od swego zaplecza na południu n mogły otrzymywać materiałów pochodzących z tych terenów. Musiało nastąpić przed zalewem środkowo eoceńskim.

---

[1] W okolicy Dobszyny (Dobszyńska Lodowa Jaskinia) R. Kettner (fide Mal 1957) opisał zlepieńce z otoczakami skał wulkanicznych, które odnosi do górn kredy. Podobne utwory opisuje M. Mahel (1957) ze Stratenskej Hornatiny, gd leżą one na pofałdowanych i zgradowanych ogniwach werfenu i środkowego tria odnosząc je ze znakiem zapytania również do górnej kredy. Zlepieńce te w o krywce przy stacji kolejowej Lodowa Jaskinia, gdzie miałem możność je obs wować, są silnie zaburzone i wykazują upady do 80°. Gdyby zlepieńce te istot reprezentowały górną kredę, a nie eocen, precyzowałoby to ściślej wiek ruch płaszczowinowych na terenie Karpat Centralnych, a równocześnie wskazywało na wcześniejsze rozbicie całego bloku, wydźwigniętego po orogenezie kredow i wtargnięcie morza w obniżone rejony. Sprawa wieku zlepieńców nie jest jedn definitywnie rozstrzygnięta.

Wydaje mi się, że na tle tych rozważań opisany w Tokarni profil upoważnia mnie do naszkicowania następującego obrazu paleogeograficznego z okresu zalewu eoceńskiego w Tatrach Bielskich. Sądząc z charakteru utworów leżących bezpośrednio na wapieniu murańskim można wnosić, że morze wkraczało na obszar słabo wzniesiony i mało zróżnicowany. Morze stopniowo się pogłębia, brzeg się odsuwa, powstają łupki ilaste i wapienie numulitowe. Po tym okresie przychodzi do silnego wyniesienia obszaru Tatr Bielskich i terenów przyległych. Rozpoczyna się działalność rzek, które transportują znaczną ilość materiału skalnego, pochodzącego głównie ze zniszczenia utworów serii reglowej. Po drodze zabierają rzeki również i materiał pochodzący ze starych żwirowisk, które ocalały tu i ówdzie i cały ten materiał sypią u stóp Tatr. Następnie dochodzi ponownie do silnych ruchów dźwigających, które doprowadzają do tego, że zostają zaatakowane leżące pod żwirami warstwy łupków ilastych i mułowców wapiennych wieku eoceńskiego, powstałych przed złożeniem zlepieńców górnych. Utwory te odsłonięte widocznie na stromym brzegu, walą się w dół i razem ze żwirem obsuwają się do takich głębokości, gdzie nie są już atakowane przez fale. Był to zapewne gwałtowny obryw, wywołany powstaniem dużych deniwelacji. Po tym wydarzeniu ruchy zamierają, ponad zlepieńcami pojawiają się jeszcze sporadycznie ławice zlepieńców kilkudziesięciu centymetrów miąższości i cała seria przechodzi wreszcie w normalne piaskowce fliszowe. Warstwy łupków nie musiały koniecznie dostać się ponad poziom morza. Mogły zostać wydźwignięte tylko do takich wysokości, że znalazły się w stanie zachwianej równowagi na stromym podmorskim skłonie. Nie ulega jednak wątpliwości, że bez przyjęcia jakiejś dyslokacji typu uskoku czy fleksury nie można wytłumaczyć obecności ostrokrawędzistych bloków miękkich łupków wśród doskonale ogładzonych i zaokrąglonych otoczaków skał, pochodzących z transportu rzecznego. Sam proces byłby może nieco podobny do tego, jaki opisuje Dunbar i Rodgers (1957, s. 177), z tą jednak różnicą, że tam widoczny jest dobrze uskok, który spowodował obryw, gdy tu takiego uskoku nie widać, bo jest on albo pogrzebany pod zlepieńcami, albo zamaskowany w terenie.

Jak już podkreśliłem, seria zlepieńcowa Tokarni reprezentuje osady rzeczne, powstałe na skutek odżycia procesów erozyjnych w wyniku dźwignięcia Tatr. Biorąc pod uwagę wielką miąższość utworów zlepieńcowych i ich różnorodność petrograficzną oraz gwałtowne nabrzmiewanie miąższości osadów w obszarze Tokarni, byłbym skłonny widzieć w tych utworach potężny stożek napływowy czy deltę jakiejś rzeki płynącej z południa, która cały przez siebie transportowany materiał sypała w morze, tracąc nagle spadek na brzegu Tatr.

OPIS OTOCZAKÓW W ZLEPIEŃCACH Z TOKARNI

W rozdziale tym omawiam tylko niektóre najbardziej rzucające w oczy otoczaki. Jest to oczywiście przegląd nie obrazujący przeciętne składu zlepieńców. Dokładna analiza całości materiałów wymagała wielokrotnie dłuższego czasu od tego, który miałem do dyspozycji. Z gadnieniem tym mam zamiar zająć się bliżej, a obecnie ze względu znaczenie jakie mają otoczaki eoceńskie Tatr dla zrozumienia sedyme tacji fliszu podhalańskiego, podaję jedynie wyniki tymczasowe.

Wśród otoczaków występują skały osadowe, które stanowią wie szość składników, oraz podrzędnie skały metamorficzne i wylewne. W ok śleniu skał metamorficznych i magmowych korzystałem z uprzejmej p mocy prof. M. Turnau-Morawskiej, której diagnozy zamieszczam pr omawianiu skał magmowych i metamorficznych.

Skały osadowe

Skały węglanowe

1. Dolomity krystaliczne barwy kremowej, przypominające niekt dolomity cukrowate z anizyku wierchowego. Podobne skały znane są ró nież z serii reglowej Tatr Bielskich (Kotański 1958).

2. Żółte zbite dolomity podobne do dolomitów z ladynu reglowe i wierchowego.

3. Wapienie organogeniczne ciemnoszare. Niektóre z nich osiąg bardzo duże rozmiary. Na powierzchni bloków rysują się bardzo w raźnie fragmenty różnych organizmów. Przede wszystkim rzucają w oczy grube skorupy małżów o barwach czarnych, zbudowane z pros padle ułożonych pryzmatów kalcytu. Podobne skorupy znane są z urgo wierchowego. Ponadto widoczne są fragmenty solenopor oraz okruc innych nieoznaczalnych organizmów. W szlifie mikroskopowym wid bardzo liczne otwornice z grupy Miliolidae oraz otoczaki wapien Spoiwo uległo silnej rekrystalizacji. Wapień ten strukturą przypom bardzo wapień urgoński z serii wierchowej. Orbitolin w nim jednak zauważyłem. Sądząc z wielkości i kształtu blok nie odbył długiej dr i musi pochodzić z najbliższego sąsiedztwa. Reprezentuje on prawdo dobnie jakieś ogniwo wapienia murańskiego.

4. Wapień jasnoszary. Otoczak wielkości kilkunastu centymetró w szlifie mikroskopowym wykazuje obecność bardzo licznych dobrze okrąglonych ziaren wapiennych zanurzonych w przekrystalizowan wapnistym spoiwie. Skała przypomina wapień murański.

5. Wapienie krynoidowe różowe i szare. Jeden z bloków wapienia różowego mierzy około 0,5 metra średnicy i nie odbył zbyt długiego transportu. Wapienie krynoidowe znamy z górnych poziomów liasu Tatr Bielskich.

6. Wapień żółtawy przepełniony okruchami fauny małżowej przypomina wapienie retyckie serii reglowej.

Skały krzemionkowe

1. Krzemienie czarne. Podobne skały znamy z dolnych poziomów wapienia murańskiego.

2. Piaskowce różowe i szare, znane z werfenu.

3. Lidyt. Skała ta występuje w okruchach, ale także w doskonale obtoczonych ziarnach niewielkich rozmiarów, wskazując na długą drogę transportu. Wykazuje wyraźne warstwowanie, przełam ma aksamitnomatowy. Diagnoza M. Turnau-Morawskiej brzmi:

„Są to przypuszczalnie skały biochemicznego pochodzenia, którym nadaję nazwę lidytów ze względu na barwę czarną i łupkowatą teksturę. Ich składnikami mineralnymi są: kwarc, bardzo rzadko chalcedon, substancja węglowa oraz ślady bezbarwnego łyszczyku. Jedna ze skał jest ponadto poprzecinana żyłkami pirytu i wtórnego kwarcu. Struktura jednego okazu mogłaby nasuwać przypuszczenie, że jest to radiolaryt, o genezie skały drugiej nic konkretnego nie można powiedzieć".

W szlifie mikroskopowym widoczne są jakieś silnie przekrystalizowane struktury organiczne, być może radiolarie. Skał tego typu w Tatrach nie znamy; lidyty występują w serii paleozoicznej Gemerydów.

Łupki ilaste, zlepieńce i szarogłazy

„1. Łupek ilasto-mułkowy zawierający kwarc, skalenie, serycyt i żółtawe, prawie izotropowe tło; w tym wszystkim są rozsiane gniazda kulek pirytowych o średnicy 0,1-0,5 mm.

2. Okruch zlepieńca, w którym występują fragmenty różnych skał. Największy otoczak należy do fyllitu kwarcowo-serycytowego. Poza tym są tu okruchy krystalicznych łupków wapiennych z kwarcem, dolomitów, kwarcytów, łupków bogatych w substancję węglową, jest okruch jakiegoś zieleńca z plagioklazem i chlorytem, przecięty żyłą kalcytową, jest okruch gnejsu, dużo kwarców żyłowych i łupków ilastych".

Pochodzenie skały trudno określić. Najwidoczniej jest to otoczak jakiegoś zlepieńca, który uległ scementowaniu gdzieś na południe od Tatr i dostał się do żwirowiska już w postaci otoczaka.

„3. Szarogłaz o spoiwie siarczkowym. W szlifie widać następując szczegóły: wśród masy, zbudowanej głównie z kwarcu i kalcytu scemen towanej czarną nieprzezroczystą substancją, widać okruchy skał należąc do kwarców żyłowych, skał wulkanicznych o charakterze diabazów cz keratofirów, spongiolitów bezwapiennych o wyraźnych zarysach igie gąbek, różnych wapieni, dolomitów, szkliw wulkanicznych. Poza tym jes dużo różnych świeżych skaleni, zarówno zbliźniaczonych plagioklazów jak i mikroklinu. Spoiwo czarne jest matowe w świetle odbitym i na piry nie wygląda, ale ponieważ prócz tego w skale rozrzucone są liczne krysz tały należące niewątpliwie do pirytu, więc może i ta czarna masa jes jakimś siarczkiem nieprzekrystalizowanym. Wiek szarogłazu trudny d określenia. Jeśliby spongiolity były jurajskie musiałby to być jakiś młod szy osad, mogą to być jednak okruchy należące do skał ordowiku, sylur lub karbonu. Obfitość skaleni i skał wulkanicznych wskazuje raczej n perm lub dolny trias".

Szarogłaz ten jest również otoczakiem z serii zlepieńcowej osadzone w Tatrach przed zalewem eoceńskim.

Skały metamorficzne

Skały te występują przeważnie w drobnych okruchach. Występuj tu:

„1. Łupki chlorytowe zbudowane z chlorytu i kwarcu, ponadto za wierające wtórnie infiltrowany piryt, niekiedy w dobrze wykształconyc kryształkach, syderyt oraz kalcyt. Są to łupki z płytkiej strefy metamor fizmu i przypuszczalnie osadowego pochodzenia.

2. Kwarcyty i żyły kwarcowe. Trudno tu niekiedy przeprowadzi granicę między kwarcytami przypuszczalnie osadowego pochodzenia i ży łami kwarcu hydrotermalnego, który je gęsto przecina. W żyłach tyc występuje piryt, turmalin, kalcyt, muskowit. Obrazy mikroskopowe przy pominają mi utwory werfenu reglowego z Wielkiej Równi. Ale oczywi ście trudno na podstawie tego wnioskować, gdyż takie kwarcyty są pc spolite i bardzo odporne.

3. Łupek grafitowo-kwarcowy, względnie kwarcyt z grafitem cz inną substancją węglową. Wydaje się strukturalnie i mineralogicznie spc krewniony z wyżej opisanymi kwarcytami i jest również poprzecinan żyłami kwarcowymi z pirytem, ale zawiera czarną łuseczkowatą sub stancję poprzerastaną bezbarwnym łyszczykiem. Te agregaty węglistc łyszczykowe nadają skale teksturę równoległą.

4. Fyllit czy łupek ilasty bardzo drobnoziarnisty zawierający wysok dwójłomne łyszczyki.

5. Gnejs plagioklazowo-kwarcowy z chlorytem o strukturze mylo-
ıitycznej. Prążki albitowe u plagioklazów są silnie zdeformowane. Chlo-
yt pochodzi przypuszczalnie z przeobrażenia biotytu. Agregaty musko-
vitowe w zmiennej ilości towarzyszą chlorytowi. Agregaty skaleniowo-
:warcowe są miejscami roztarte na drobnoziarnistą miazgę. Tekstura skały
vyraźnie równoległa".

Skały magmowe

„1. Granit lub granodioryt zawierający plagioklaz silnie zserycytyzo-
vany, kwarc, biotyt częściowo schlorytyzowany, apatyt, cyrkon, magnetyt
ślady skalenia potasowego. Podobnie jak inne skały zlepieńca, grano-
lioryt ten zawiera wtórny piryt".

Bardzo licznie reprezentowane są okruchy i otoczaki skał wylew-
.ych, zaliczanych ogólnie do porfirów.

„2. Wyróżnić tu można typy riolitowe z prakryształami kwarcu
skalenia potasowego oraz typy dacytowe z prakryształami kwarcu
oligoklazu z bardzo podrzędnym skaleniem potasowym. Minerały ciemne
a ogół nie są zachowane, bardzo rzadko spotyka się postrzępione pra-
ryształy wyblakłego biotytu. Dużo jest natomiast produktów jego roz-
:ładu w postaci serycytu i tlenków żelaza rozproszonych w cieście skal-
ym, które jest drobnoziarniste i mogło być pierwotnie częściowo szkli-
e, a następnie uległo rekrystalizacji. Charakterystyczną cechą tych skał
ą wtórne przeobrażenia uwidocznione w albityzacji skalenia potaso-
ego (powstaje wtórny mikropertyt i albit szachownicowy) oraz prze-
orażenia zaznaczone w żyłkach i gniazdach pirytu, a także kwarcu, sy-
erytu i bezbarwnych wysoko dwójłomnych minerałów blaszkowatych.

3. Porfiroid zawiera prakryształy kwarcu i skalenia potasowego
drobnokrystalicznym cieście skalnym, gęsto przerośniętym serycytem,
óry przenika także prakryształy i układa się w smugach równoległych.
a smużystość oraz jednokierunkowe wydłużenie sprasowanych prakrysz-
łów nadaje skale charakter skały metamorficznej. Skupienie większych
aszek bezbarwnego lub bladozielonego łyszczyku należą, być może, do
akryształów miki, która była pierwotnie biotytem. Cała skała jest po-
ęta żyłkami zawierającymi kwarc, piryt i podrzędnie kalcyt. Jest ona
dobna do opisanych poprzednio porfirów, ma jednak już charakter
ały zmetamorfizowanej w płytkiej strefie metamorfizmu.

4. Porfiroid, podobny do poprzedniego, o trochę mniej wyraźnie za-
aczonej strukturze metamorficznej. Wśród skaleni pojawia się albit
strukturze szachownicowej, co świadczy o wtórnej albityzacji. Liczne
łki wypełnione pirytem i wtórnym kwarcem".

Wspomniane skały należą do najciekawszych wśród otoczaków T karni. Porfirów ani innych skał wylewnych w Tatrach nie ma. Natomia w bardzo bogatym rozwoju występują te skały w werrukanie strefy Po brezowej leżącej na południe od Niżnich Tatr. M. Turnau-Morawska po kreśla ważny szczegół, mianowicie że cały szereg elementów występu cych wśród otoczaków Tokarni przeszedł jednakowy typ mineralizac który się wyraża infiltracją pirytu, kwarcu, niekiedy węglanów, jak s derytu i kalcytu, co wskazywałoby na wspólne źródło, z którego poch dzą otoczaki.

Jak z tego bardzo ogólnego przeglądu wynika, wśród otoczak z Tokarni mamy elementy bardzo różnego pochodzenia. Obok otoczak pochodzących z bliskiego otoczenia, o czym mówi również ich kszta występują skały, których w Tatrach absolutnie nie ma i które musia przywędrować z południa. Należą tu przede wszystkim skały wulkanicz a więc porfiry i inne skały wylewne. O pochodzeniu okruchów gran nic powiedzieć nie można, gdyż tego typu skała może pochodzić z ka dego z trzonów Karpat Centralnych. Łupki chlorytowe znamy z Tatr Z chodnich. Nie wykluczone, że mogły tu i ówdzie zachować się w grani Tatr Wysokich. Interesująco wyglądają okruchy zlepieńców i sza głazów, których skład jest bardzo urozmaicony.

POCHODZENIE MATERIAŁU W BASENIE PODHALA

Uprzytomnienie sobie faktów powyżej przedstawionych pozwala lepsze zrozumienie sedymentacji fliszu podhalańskiego, który tworzył w rozległej i zapadającej się niecce, mając na zapleczu wielką wyspę trzańską, która ulegała niszczeniu i która oczywiście musiała być głó nym obszarem dostarczającym materiału na powstanie fliszu podhal skiego. Dowodzą tego egzotyki spotykane we fliszu podhalańskim, kt nie mogły przywędrować z zachodu z jakiegoś hipotetycznego obsza ale muszą mieć swe źródło znacznie bliżej.

Czy Tatry w czasie eocenu uległy zupełnemu zalaniu, trudno r strzygnąć. Obecność dobrze zachowanej flory w warstwach Hrubego gla i Jaszczurówki[2] mówią niedwuznacznie, że w tym czasie utrzym się jeszcze wyspa tatrzańska. Obecność w warstwach chochołowsk egzotyków wydaje się również wskazywać na to, że wówczas jeszcze c

---

[2] Znaleziona ostatnio w Jaszczurówce flora, jak wynika z komunikatu W. S fera (1958), osadzała się w jakimś zbiorniku słodkowodnym. Wskazuje to na d gnięcie Tatr i cofnięcie się linii brzegowej po zalewie, wyrażonym wapieniami muiitowymi.

wyspa tatrzańska nie uległa zanurzeniu i dostarczała egzotyków. Na uwagę zasługują występujące w warstwach chochołowskich, obok różnych elementów osadowych i magmowych, lidyty bardzo podobne do lidytów z Tokarni. Jest rzeczą znamienną, że wyższe ogniwa fliszu podhalańskiego zbudowane są z potężnych serii piaskowców, co wymaga oczywiście odsłonięcia jakichś skał, które mogłyby dostarczać piasku. Wśród skał tatrzańskich mogłyby tu w grę wchodzić utwory werfenu reglowego i wierchowego oraz piaskowce gresteńskie. Piaskowce werfeńskie wierchowe są jednak tak twarde, że dają otoczaki, ale nie rozsypują się. Skał piaszczystych jest jednak za mało, by w zupełności wyjaśnić powstanie piaskowców fliszu Podhala, co zmusza do szukania jakiegoś jeszcze innego źródła, którego jednak w tej chwili nie znamy. A. Radomski (1958) wykazuje, że prądy niosły materiał z zachodu na wschód. Gdzie jednak miałaby leżeć owa wyspa, która mogłaby dostarczać piasku, trudno rozstrzygnąć. Na zachodzie bowiem masyw krystaliczny Tatr szybko zanurza się w głąb i znika pod płaszczem dolomitów choczańskich. Granit i zredukowane strzępy serii wierchowej pojawiają się jeszcze na zachód od Tatr głęboko w oknach tektonicznych wyerodowanych przez potoki. Dalej ku zachodowi ciągnie się masyw Chocza i nigdzie nie odsłania się jakaś seria, z której można by wyprowadzić materiały piaszczyste. Eocen bowiem transgredował tam wszędzie na dolomitach płaszczowiny choczańskiej, ciągnącej się poprzez masy Chocza daleko ku zachodowi. Możliwe, że obszar ten został przykryty przez morze eoceńskie, niemniej jednak stanowić musiał płyciznę, która uniemożliwiałaby transport materiałów z południa. Widać z tego, że kwestia źródła materiału piaszczystego jest trudna do rozstrzygnięcia.

W sedymentacji fliszu podhalańskiego bardzo wyraźnie rysuje się pewien rytm, który znalazł swój wyraz w schemacie stratygraficznym J. Gołąba (1952). Po wkroczeniu morza tworzą się zrazu zlepieńce i brekcje, przechodzące stopniowo poprzez występujące miejscami piaskowce dolomitowe w wapienie i mułowce numulitowe, zamykające pewien określony cykl sedymentacyjny (Sokołowski 1958). Wyżej pojawiają się łupki (miejscami z florą), a na nich druga seria zlepieńców reprezentujących osady deltowe. Są one wyrazem ruchów dźwigających na obszarze Tatr. Następnie zmienia się raptownie charakter sedymentacji, powstaje gruba seria łupków ilastych z wtrąconymi podrzędnie ławicami żelazistych dolomitów. Są to warstwy zakopiańskie J. Gołąba. Wyżej obserwujemy znowu radykalną zmianę, która wyraża się powstaniem potężnej serii piaskowców warstw chochołowskich, wskazujących na jakieś wypiętrzenie obszarów, które dostarczyły piasku.

Fację łupkową warstw zakopiańskich byłbym skłonny uważać jako wyraz sedymentacji utworów pochodzących z niszczenia pokrywy kre-

dowej i górno-jurajskiej płaszczowin reglowych. Z Tatr pochodzą rów-
nież związki magnezowe, z których powstały dolomity.

Dolomity te, względnie mułowce dolomityczne są związane z fac
czarnych łupków warstw zakopiańskich. Tam, gdzie łupki te zawiera
więcej wkładek piaszczystych czy ziepieńcowych (Tatry Bielskie) dol
mitów brak.

Charakterystycznym elementem fliszu podhalanskiego są liczn
osuwiska (Halicki & Grzybek 1958 i Radomski 1958) z różnorodnym ma
teriałem egzotycznym. Grupują się one najliczniej w strefie przyskałk
wej, a w mniejszym stopniu w części centralnej i południowej niecki po
halańskiej. Nie wypowiadam się w sprawie osuwisk przyskałkowych i p
chodzenia ich materiału egzotycznego, natomiast — jeśli chodzi o źród
materiału egzotycznego osuwisk położonych w części przytatrzańskiej j
i centralnej niecki podhalańskiej — widzę go jedynie w masywie tatrza
skim, zgodnie z podanymi wyżej faktami. Wydaje mi się również, że z p
łudnia wyprowadzać można opisane przez Halickiego ze Skoruszyny ot
czaki melafirowe, które wiąże on z jakąś jednostką stratygraficz
reglową, leżącą pod fliszem, która miałaby zawierać melafiry. Wydaje
się prawdopodobniejsze, że otoczaki te pochodzą ze starych żwirow
przyniesionych przed środkowym eocenem z obszarów pozatatrzańskic
Dość zagadkowo jednak wygląda opisany przez M. Gotkiewicza, a cyt
wany przez B. Halickiego (1958) blok granitu występujący w osuwis
podmorskim na północ od Skoruszyny. Jego wielkość zastanawia i w
maga bliższego zbadania całego zagadnienia na miejscu.

Jest jednak rzeczą wysoce prawdopodobną, że w niektórych mi
scach, gdzie pokrywa skał osadowych była cieńsza, po wydźwignięc
Tatr, które zaznaczyło się ogniwem zlepieńcowym, erozja mogła dotr
do granitu. W szczególności mogło dojść do odsłonięcia granitu na z
chodnim krańcu Tatr, gdzie na elewacji Salatyńskiego uległy wytłoc
niu niemal zupełnemu seria wierchowa i płaszczowina reglowa doln
a ocalała jedynie zredukowana seria choczańska.

Niektóre z otoczaków pokazywane mi przez B. Halickiego z Ośle
Wierchu obok Skoruszyny bardzo żywo przypominają granit tatrzańs
Według analizy M. Turnau-Morawskiej charakteryzuje je przewaga o
goklazu, któremu towarzyszy kwarc w charakterystycznych jakby spr
sowanych zespołach, oliwkowy w dużej mierze schlorytyzowany biot
rzadki mikroklin wykształcony jednak w dużych ziarnach, podrzęd
muskowit i apatyt. Zaznacza się również charakterystyczny dla granit
tatrzańskich sposób przeobrażania plagioklazu na agregaty bardzo drobn
łuseczkowatego serycytu i kaolinitu. Obok tego znalazł się otoczak gr
nitu typu adamelitu niespotykanego w Tatrach. Skała ta zawiera ob
oligoklazu i kwarcu dużo skalenia potasowego o charakterze pertytu n

kroklinowego oraz biotyt zupełnie odmienny od znanych w Tatrach — brunatny z lekko czerwonawym odcieniem, bogaty w cyrkony z polami pleochroicznymi. Wśród minerałów akcesorycznych występuje obok cyrkonu bardzo obfity apatyt i granat. Dużo jest w tej skale muskowitu. Podobnego typu granity zostały znalezione przez S. Kreutza (1930) w Tatrach Zachodnich.

Oczywiście, że tego rodzaju dorywcze zbadanie poszczególnych otoczaków nie rozwiązuje zagadnienia, ale rzuca pewne światło na możliwe źródła pochodzenia materiału. W tych warunkach nie można a limine odrzucić poglądów J. Gołąba, który we fliszu Podhala widzi elementy pochodzenia tatrzańskiego. Niemniej jednak jego teza występowania we fliszu Podhala elementów coraz to głębszych pokrywy tatrzańskiej w miarę tego jak badamy coraz to wyższe ogniwa fliszu Podhala, byłaby trudna do udowodnienia wobec przedstawionych przeze mnie faktów świadczących o bardzo różnorodnym pochodzeniu egzotyków w eocenie tatrzańskim.

Z Tatr zapewne zostały przyniesione otoczaki skał wulkanicznych przypominających porfiry kwarcowe, opisane przez S. Kreutza (1928) z Kozińca. Podobną skałę wymienia Kreutz i z innych punktów fliszu podhalańskiego i widzi w nich podobieństwo do porfiru znajdowanego w otoczakach w Starem Bystrem. Podkreśla on, że skała ta nie jest znana z Tatr i przypuszcza, że jej okruchy mogłyby się ukrywać w zlepieńcach permskich, co wówczas jednak było nieznane. Należy podziwiać intuicję S. Kreutza, bo istotnie z badań późniejszych (Turnau-Morawska 1955) wynika, że elementy te występują w werfenie, który wówczas był zaliczany do permu. Otoczaki jednak opisane przeze mnie z Tatr nie pochodzą z werfenu, który jest skałą bardzo twardą i silnie przekrystalizowaną i dawałby otoczaki kwarcytowe z zawartymi w nich okruchami skał wylewnych, gdy porfir znajdowany w materiale otoczakowym w Tokarni występuje w postaci samodzielnych otoczaków, a nie w materiale werfeńskim.

Obecność skał metamorficznych i wylewnych w materiale otoczakowym eocenu tatrzańskiego rzuca nowe światło na zagadnienia sedymentacji fliszu podhalańskiego.

Rozmieszczenie osuwisk we fliszu Podhala nie jest oczywiście rzeczą przypadku, ale odzwierciedla pewne warunki paleogeograficzne, jakie panowały w owym czasie. Powstanie osuwisk wymaga bowiem spełnienia pewnych warunków, a mianowicie istnienia skłonu, z którego nagromadzone osady mogłyby się zsunąć. W przypadku osuwisk przyskałkowych czy przytatrzańskich sprawa jest jasna. Jeśli jednak chodzi o osuwiska występujące w centralnej części niecki podhalańskiej wydaje mi się, że

trzeba by przyjąć pewne wydźwignięcie w osiowej części niecki, co m
głoby stworzyć niezbędne warunki dla powstania osuwisk. Istnienie
takiego wydźwignięcia podmorskiego można by tłumaczyć pojawienie s
dużych bloków wapieni numulitowych opisanych przez J. Gołąba (195
Zgadzałoby się to poniekąd z obrazem budowy niecki podanym przez t
goż autora.

Przypuszczenie, że materiał egzotykowy znajdowany we fliszu po
halańskim przynajmniej w jego przytatrzańskiej części pochodzi z obsza
Tatr, wydaje mi się w świetle przedstawionych danych znacznie prawd
podobniejsze, aniżeli przypuszczenie istnienia w obrębie niecki jakieg
masywu, z którego zostałyby zdarte utwory wierchowe i reglowe aż
krystaliniku. Jak długo były nieznane w eocenie tatrzańskim, leżący
w spągu fliszu, otoczaki skał metamorficznych i paleozoicznych, tak dłu
można było szukać źródła otoczaków fliszu podhalańskiego w jakin
hipotetycznym trzonie krystalicznym. Z chwilą jednak znalezienia i
w stożku napływowym Tokarni, sprawa się wyjaśnia. W stożku tym man
przykład osadu, w którym udział materiału egzotycznego jest szczególn
duży. Najwidoczniej na obszarze Wschodnich Tatr musiało istnieć jaki
duże nagromadzenie żwirów, które w eocenie uległy wyniesieniu prz
bystro płynącą rzekę.

A. Radomski (1958) pisze o dwóch źródłach materiałów, z który
powstał flisz podhalański. Jeden z nich leżał na zachodzie, drugi n
wschodzie. Czy ten obszar wschodni nie wiązał się z rzeką, która da
zlepieńce Tokarni?

Zlepieńce podobnego typu co w Tokarni znane są również i z inny
punktów Tatr. Nigdzie jednak nie osiągają one tak potężnych miąższoś
Seria zlepieńców odsłonięta jest również w kamieniołomie pod Capkan
gdzie leży ona również ponad wapieniami numulitowymi. Zlepieńce te
typu odsłaniają się również w rejonie Jaszczurówki. Nie widziałem w ni
jednak materiału egzotycznego. Wszystkie te zlepieńce uważałbym
utwór pochodzenia rzecznego złożony w morzu, analogicznie do zlepie
ców Tokarni.

PALEOMORFOLOGIA TATR W CZASIE ZALEWU EOCEŃSKIEGO

Analiza charakteru utworów leżących w spągu eocenu w Tatrac
prowadzi do interesujących wniosków tyczących się morfologii brzegó
wyspy tatrzańskiej, którą atakowało morze w czasie środkowego eocen

Tatry w momencie zalewu przedstawiały się jako łagodnie wzni
siona wyspa, o czym można wnosić z faktu, że w wielu miejscach fale n
zdołały przerobić rumoszu, który leżał na powierzchni. W niektórych je

nak miejscach brzeg musiał mieć inny charakter, czasem nawet był dość stromy, jakby na to wskazywała tektonika terenu i charakter utworów leżących bezpośrednio na podłożu. Istniały również rzeki, które sypały materiał u podnóża Tatr. Gdybyśmy mieli możność dokładnej identyfikacji materiału otoczakowego, można by się pokusić o próbę rekonstrukcji paleomorfologii wyspy tatrzańskiej w momencie transgresji eocenu. Z faktu, że w Zachodnich Tatrach utwory eoceńskie wiążą się stopniowo sedymentacyjnie z rumoszem skalnym leżącym na dolomitach tatrzańskich, wnosimy, że brzeg był płaski i fala nie miała siły na mechaniczną obróbkę materiału, wskutek bardzo szybko postępującego zalewu. Inaczej, zdaje się, wyglądała sytuacja na zboczach Krokwi w otoczeniu kamieniołomu pod Capkami. Sytuacja tektoniczna terenu nasuwa przypuszczenie, że w momencie transgresji był tu stromy brzeg o charakterze klifu. Warstwy dolomitów triasowych, stanowiących spąg eocenu, są tam nachylone pod kątem 40°. Takie same nachylenie wykazują przykrywające zlepieńce eoceńskie warstwy łupku glaukonitowego, wapieni numulitowych, jak i leżące w stropie łupki fliszowe z ławicą żelazistego dolomitu. W momencie transgresji eoceńskiej warstwy dolomitów triasowych leżały poziomo lub niemal poziomo, a na nich spoczywały wyższe ogniwa serii reglowej. Stwarzało to podatne warunki do powstania brzegu typu klifowego. Warstwy dolomitów triasowych są nierówne, pokryte zagłębieniami, jakby rozżarte. Bezpośrednio na nich bardzo ostrą granicą leżą zlepieńce, a wśród nich duże bloki piaskowców kwarcytycznych, opisane przeze mnie uprzednio (1952). Rumoszu nie ma zupełnie. Materiał skalny jest ogładzony i najwidoczniej podlegał intensywnej obróbce. Byłbym skłonny przypuszczać, że brzeg atakowała silna fala, co ma miejsce przede wszystkim przy brzegu klifowym i że kipiel miała czas na obtoczenie okruchów skalnych. Uprzednio byłem skłonny uważać wielkie bloki, leżące w spągu eocenu, za wyraz obróbki mechanicznej fal morza. Taką samą genezę przypisywałem otoczakom radiolarytów i spongiolitów. Dziś byłbym raczej skłonny, w świetle faktów zaobserwowanych w serii Tokarni, widzieć w nich wyraz działalności rzek, które zrzucały u stóp stromego brzegu transportowany przez siebie materiał. Wydaje mi się, że materiał ten nie pochodził z daleka. Jego obszarem macierzystym była pokrywa dygitacji Krokwi, która uległa kompletnemu zniszczeniu. Ani spongiolity ani radiolaryty nie mogą pochodzić z przegubu synklinalnego, dzielącego dygitację Krokwi i Suchego Wierchu, gdyż skały te nie odsłaniają się tam nawet dzisiaj.

W niektórych miejscach, np. na Hrubym Reglu czy w Dolinie Kościeliskiej i Lejowej, bezpośrednio na płaszczowinie reglowej leżą czerwone zlepieńce, opisane ostatnio przez J. Wyczółkowskiego (1956). Skła-

dają się one z dużych bloków dochodzących do 1,5 m średnicy, źle ob
czonych, zlepionych spoiwem ilasto-piaszczystym z domieszką wodo
tlenków żelaza. Autor uważa te zlepieńce za utwór kontynentalny.
zlepieńcach czerwonych leżą zlepieńce szare, oddzielone od czerwony
ostrą granicą, zbudowane również z dużych bloków, jednak lepiej ob
czone. Ku górze skała przechodzi w zlepieńce drobnootoczakowe, będą
niewątpliwie osadem morskim. Zlepieńce te wiążą się stopniowo z do
mitami detrytycznymi czy piaskowcami dolomitowymi, stanowiący
bardzo charakterystyczne ogniwo eocenu tatrzańskiego. Jest zatem rzec
wysoce prawdopodobną, że w pewnych miejscach morze eoceńskie wk
czało na obszar, na którym znajdowały się stożki napływowe złożo
z dużych głazów, przyniesionych przez rzeki. Na obszarze Tatr Bielski
sądząc z charakteru utworów leżących bezpośrednio na starszym podło
morze wkraczało na teren łagodnie się podnoszący i znaczniejszej pra
mechanicznej nie wykonało. Zaznaczające się dopiero później ruchy da
początek zlepieńcom Tokarni.

A. Radomski (1958) na podstawie kierunków hieroglifów prądowy
dochodzi do wniosku, że prądy, które niosły materiał w niecce podhala
skiej miały kierunek z zachodu na wschód. Zaznacza jednocześnie,
prądy zawiesinowe, których wynikiem jest sedymentacja w niecce,
dziły się na skłonach niecki, po czym w części centralnej na skutek ge
ralnego pochylenia całego basenu przyjmowały kierunek równoleżnikow
Wydaje mi się, że w świetle przedstawionych przeze mnie faktów, ta
tłumaczenie jest możliwe. Jak starałem się bowiem wykazać, u podnó
Tatr rzeki sypały dużo materiału skalnego, który musiał spływać do ce
tralnych części basenu. Obszar Tatr jak i teren przyległy odznaczał
znaczną ruchliwością, czego wyrazem są pojawiające się w różnych p
ziomach zlepieńce. Ruchy te mogły sprzyjać powstaniu licznych osuwi
podmorskich, które zjawiają się obficie w basenie sedymentacyjnym Po
hala.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w lutym 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

DUNBAR C. D. & RODGERS J. 1957. Principles of stratigraphy. New York.

GOŁĄB J. 1952. Tektonika Podhala. — Biul. Inf. P. I. G. z. 1. Warszawa.

— 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flys
of Podhale. — Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź, vol. V/1. Łódź.

GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańsk
(Submarine slides in the Podhale Flysch, Carpathians). — Acta Geol. P
vol. VIII/3. Warszawa.

:OTAŃSKI Z. 1958. Stratigraphical and paleogeographical position of the Triassic in Bielskie Tatry Mts. — Bull. Acad. Pol. S., v. VI, No. 7. Warszawa.

:UŹNIAR W. 1908. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U., t. 42. Kraków.

— 1910. Versuch einer Tektonik des Flysches nördlich von der Tatra (Próba tektoniki fliszu na północ od Tatr). — Bull. Int. Acad. Pol. Kraków.

:REUTZ S. 1928. Skała wylewna jako składnik piaskowca fliszowego z Kozińca pod Tatrami. — Spraw. Pol. Akad. Um., nr 7. Kraków.

— 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. — Wierchy, t. VIII. Kraków.

IMANOWSKI M. 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu czy został przywleczony z dala (Le Nummulitique de la Tatra est-il autochtone ou charrié). — Kosmos, t. 35. Kraków.

UGEON M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne.

IAHEL M. 1957. Geologia Stratenskej Hornatiny. — Geol. Práce Geol. Úst. D. Štura, z. 48a. Bratislava.

ASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. X. Kraków.

ADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentacyjna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.

OKOŁOWSKI S. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. IV. Warszawa.

— 1958. Badania geologiczne Tatr, Podhala i Pienin. — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 114 (Działalność Instytutu Geologicznego w latach 1950-1955). Warszawa.

ZAFER W. 1958. Nowa flora eoceńska w Tatrach (New Eocen flora in the Tatra Mountains). — Kwartalnik Geologiczny, t. II, z. 1. Warszawa.

URNAU-MORAWSKA M. 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIII. Kraków.

YCZÓŁKOWSKI J. 1956. Z badań litologicznych nad utworami eoceńskimi Doliny Kościeliskiej w Tatrach (About some lithological investigations of the Eocene deposits of the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 109. Warszawa.

HLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Wiss., Bd. 64, H. 1. Wiedeń.

Э. ПАССЭНДОРФЕР

ПО ВОПРОСУ СЕДИМЕНТАЦИИ ТАТРАНСКОГО ЭОЦЕНА

(Резюме)

Эоцен залегает в Татрах трансгрессивно на разных звенах ни
него реглевого и хочанского покрова. Лишь только в одном мес
а именно на Западных Кошажисках (Западные Татры) он залега
непосредственно на граните. Эти осадки начинающиеся конгломе
тами, состоящими из триасовой гальки, однакоже без участия ма
риалов из гранита, залегают на месте, а не были надвинуты, к
предполагали некоторые исследователи.

На значительных пространствах Татр выше нуммулитовых
вестняков появляется серия конгломератов, которые на восточн
окраине Татр в Токарни у подножия Бельских Татр достигают мо
ности до 150 м. В состав гальки рядом с мезозойскими породами р
левого покрова входит тоже галька метаморфических и вулканич
ких пород, которых нет в Татрах. Они были принесены реками по
поднятия Татр а пред эоценовой трансгрессией, а после этого были н
несены из Татр и осаждены в конгломератах Токарни, которые пр
ставляют собой большой конус выноса или дельту. Преимуществен
из Татр были принесены экзотики, находящиеся во флише Подга
в его части более близкой к Татрам.

E. PASSENDORFER

ABOUT SEDIMENTATION OF THE EOCENE IN THE TATRA

(Summary)

ABSTRACT: In the Tatra Mts. Eocene beds transgressively and discordantly overlie various members of the lower sub-tatric, and Chocz nappes. Description is given of an island of Eocene deposits on the Zadnie Koszarzyska which have been sedimented directly on granites of the crystalline core.

In many parts of the Tatra Mts. nummulitic limestones are overlain by a thick series of conglomerates. In addition to Mesozoic rocks of the sub-tatric nappe, pebbles here also contain metamorphic and volcanic rocks transported by streams flowing from the south after the folding of the Tatra but before the Eocene marine invasion.

The Eocene of Tatra overlies transgressively the various members of the lower and upper (Chocz) sub-tatric nappes. It is only on the Zadnie Koszarzyska, south of Zuberec (Slovakia), in the westernmost zone of Tatra, that the Eocene rests directly on granite as an isolated small island (fig. 1). The tectonic position of this island was vividly discussed by W. Kuźniar (1910) and M. Limanowski (1910). The latter author postulated that the Eocene of Zadnie Koszarzyska lies in an abnormal tectonic position and has been overthrust. Field observations of this outcrop, however, have confirmed the normal position of Zadnie Koszarzyska Eocene. This formation begins here with conglomerates almost wholly composed of fragments and pebbles due to erosion of dolomites and limestones of the Chocz nappe. The Eocene conglomerates pass into detrital dolomites with nummulites. The lack of granitic elements in the pebble material may be explained by supposing that at the moment of Eocene transgression the crystalline massif of Tatra was covered with a thin layer of the Chocz dolomite which was later destroyed. To day it is to be found only in the form of pebbles at the base of the Eocene.

The easternmost periphery of the Tatra at the foot of Bielskie Tatry is another site which has supplied interesting evidence about sedimentation of the Eocene. At the cutting of the road between the village of Żar and Bielskie Jaskinie conglomerates appear composed of pebbles and fragments of Triassic dolomites and limestones, zoogenic limestones probably from Murań limestones, (Neocomian) Liassic crinoidal limestones and black cherts most likely derived from Murań limestones; pebbles and fragments of rocks not occurring in Tatra appear besides the above mentioned material. Various types of metamorphics, lydites and foremost porphyries and porphyry tuffs, certainly alien to the crystalline massif of Tatra, occur there.

Some of the above mentioned elements, such as the grey zooge
or crinoidal limestones occasionally attain the size of 1 m. Others a
considerably smaller and beautifully smooth, which suggests a long tra
port. Among pebbles large blocks of black shales and limestones occur
well as nummulitic mudstones, up to 5 m. in diameter. These are roc
of Eocene age previously subjected to diagenesis and included in t
sediments here by being uplifted through faulting which made th
blocks fall from the steep edge and roll down where they were protect
from wave aggression thanks to a gravel wrapping (plates XLVI-XLI
Conglomerates with blocks of shales exposed in the cutting of the ro
form the top of a mighty conglomerate series with thickness up to 150
attained at Tokarnia where it steeply breaks off to the south. This ser
constitutes the alluvial fan of a stream flowing from the south at t
beginning of Middle Eocene. Similar but minor alluvial fans occur in Ja
czurówka, Hruby Regiel and Dolina Kościeliska.

Such elements as lydites and certain metamorphics as well as v
canic rocks commonly absent in Tatra are particularly noteworthy amo
the pebble material of Tokarnia. These rocks resemble some types e
countered in areas to the south of Tatra, maybe beyond Niżnie Tat
They could not, however, have been brought from there during Mid
Eocene, at the time of marine transgression, since in that period t
Tatra Mts. were encroached by the sea as an island, both from the no
and south. Hence it maybe supposed that these materials must have be
deposited on the Tatra at a time when there still existed a land conn
tion between the Tatra and Niżnie Tatry, the Vepor and perhaps t
Gemer massifs. The deposition may have taken place after the foldi
of Tatra during Upper Cretaceous and previous to the Eocene transgr
sion. At that time the basin of Liptów did not exist so that the Ta
massif must have been connected with Niżnie Tatry. Streams then flowi
from the south may have carried gravel material and deposited it
Tatra and north of Tatra under the Podhale flysch. This is the o
reasonable interpretation of the presence in Eocene gravels in Tokar
of elements not occurring in Tatra.

The presence of non-tatric pebbles in gravels of Tokarnia thro
a new light on the problem of sedimentation of the Podhale flysch a
on the occurrence there of exotics. In the light of these facts it is evid
that the Tatra massif is the only possible source of supply for the exot
of the Podhale flysch, or at least for its part situated in closer p
ximity to the Tatra. The existence of a massif, north of the Tatra, wit
the Podhale basin, responsible for the origin of the exotics, is hard
possible.

In all probability, the Tatra Mts. were the chief source of supply of the material building up the Podhale flysch beds. In the lower flysch strata there appears a well differentiated shale facies (Zakopane beds of J. Gołąb). Erosion products of Cretaceous and Upper Jurassic marls of the sub-tatric nappe may be responsible for the formation of these shales. The Zakopane beds are overlain by a complex of well marked arenaceous Chochołów beds. At the present time it is difficult to clear up the origin of arenaceous material occurring in such vast abundance within the Chochołów beds. The paleogeographic situation during the Eocene does not solve this problem since a peninsula made up of Chocz dolomites not overlain by any arenaceous series, stretches out to the west of the Tatra.

An analysis of the contact of the Tatra Eocene beds with the substratum, as well as an analysis of the character of basal Eocene rocks permits to explain the paleogeographic conditions prevailing during the Eocene transgression in Tatra. The sedimentary connection of Eocene beds with local detritus resting on Chocz dolomites, at the entrance to the Zuberec Valley on the north-western Tatra slopes, suggests that the area invaded by marine transgression was markedly elevated and that the transgression was so rapid as to prevent the re-working and rounding of rock material by action of waves. In the central part of the Tatra, on the Krokiew slope, Eocene sediments developed in a facies of well rounded gravels rest on strongly weathered Middle Triassic dolomites, indicating strong wave activities. A cliff shore must have occurred here associated with strong wave action. A relatively gentle shore relief must have existed on the northern slope of Bielskie Tatry where the Eocene sediments are also connected with underlying rock detritus. After a period characterised by conglomerates and basal breccias, limestones and dolomitic mudstones are formed indicating shifting of the shore line and calm sedimentation. Conglomerates occurring towards the top and attaining such huge dimensions in Tokarnia, are an expression of uplifting movements within the Tatra. A revival of erosion is responsible for the accumulation at the foot of the Tatra by south-flowing streams of local materials as well as those derived from former gravels. Shales and sandstones occurring above conglomerates already represent the flysch facies which fills the gradually subsiding Podhale basin.

Laboratory of Dynamic Geology
Warsaw University
Warszawa, February 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XLVI-XLIX

DESCRIPTION OF PLATES XLVI-XLIX

PL. XLVI

Fig. 1

Pionowo ku południowi opadające ściany zlepieńców eoceńskich Tokarni
Steep southern slopes of Tokarnia Eocene conglomerates

Fig. 2

Blok wapienia zoogenicznego z bogatą fauną
Zoogenic limestone block with abundant fauna

PL. XLVII

Fig. 1

Blok słabo obtoczonego mułowca dolomitycznego z eocenu
Poorly rounded block of Eocene dolomitic mudstone

Fig. 2

Bezładnie ułożone nieogładzone bloki mułowców dolomitycznych eoceńskich
Haphazard position of unrounded blocks of Eocene dolomitic mudstones

PL. XLVIII

Fig. 1

Nieobtoczone bloki łupków ilastych, tkwiących w materiale zlepieńcowatym Toka
Unrounded blocks of shales set in conglomerates of Tokarnia

Fig. 2

Blok łupków ilastych tkwiących w materiale zlepieńcowatym
Block of shales in the conglomerates

PL. XLIX

Fig. 1

Blok łupku dolomitycznego tkwiącego w zlepieńcu
Block of dolomitic shale in the conglomerate

Fig. 2

Stropowa część serii zlepieńcowatej, stanowiącej przejście do fliszu. W stro
występują warstwy piaskowców
Top of conglomeratic series forming a transition to the flysch. Sandstone b
appear in the top of the outcrop

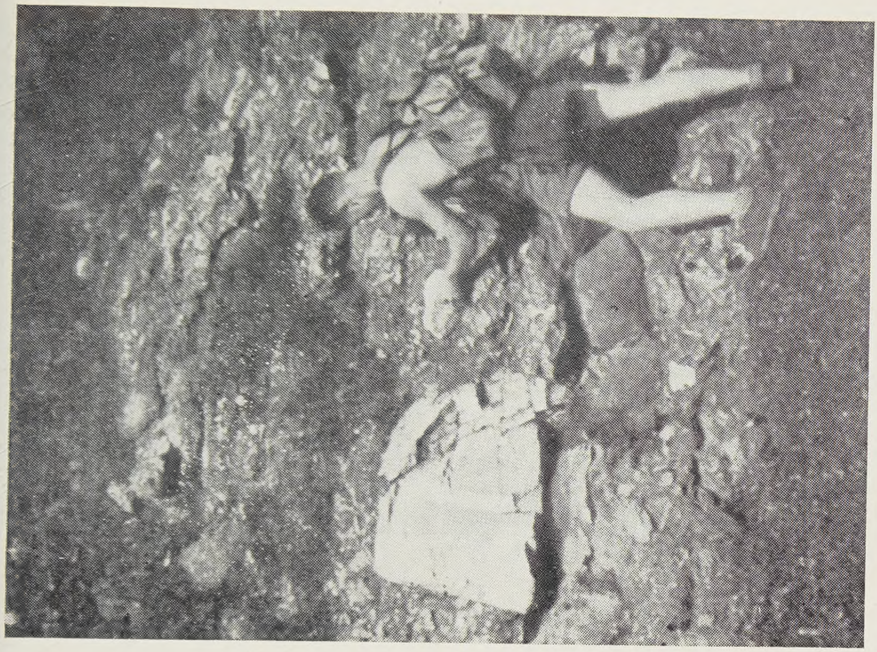


Fig. 2

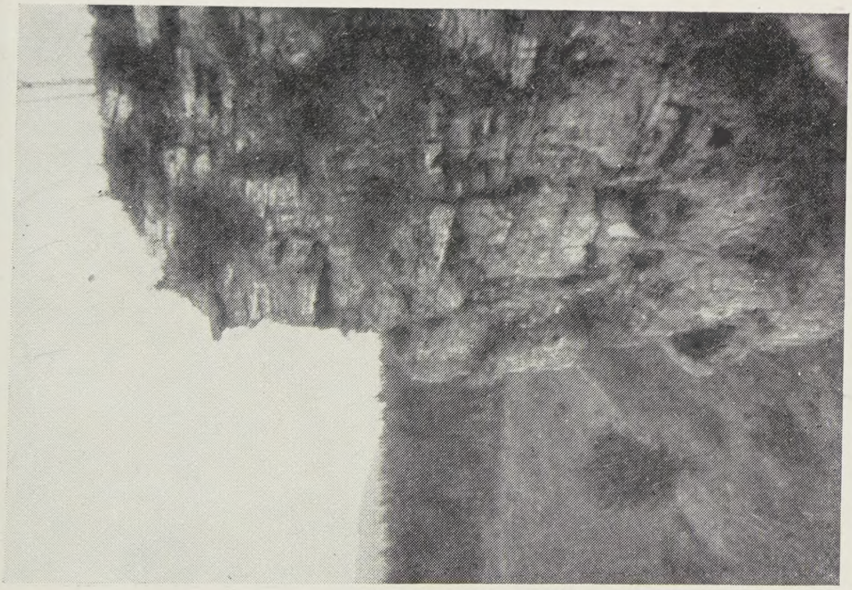


Fig. 1

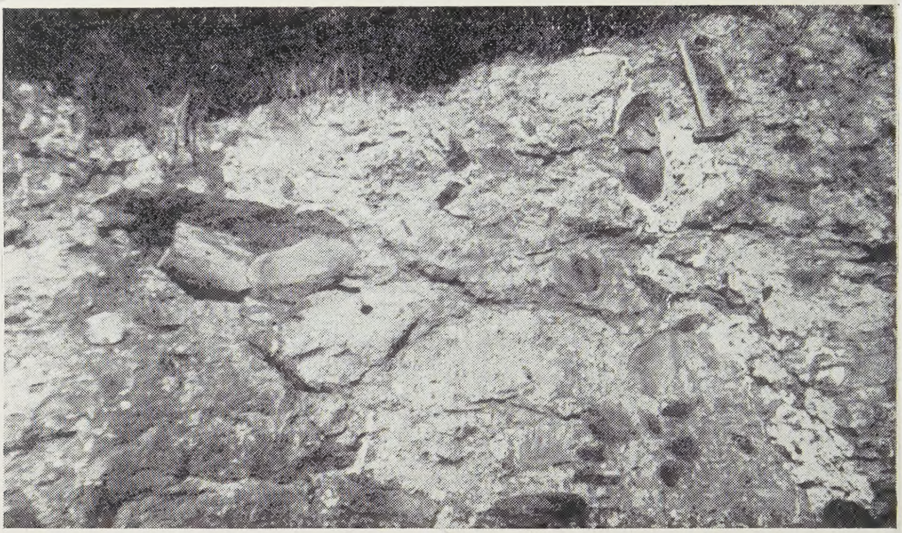


Fig. 1



Fig. 2

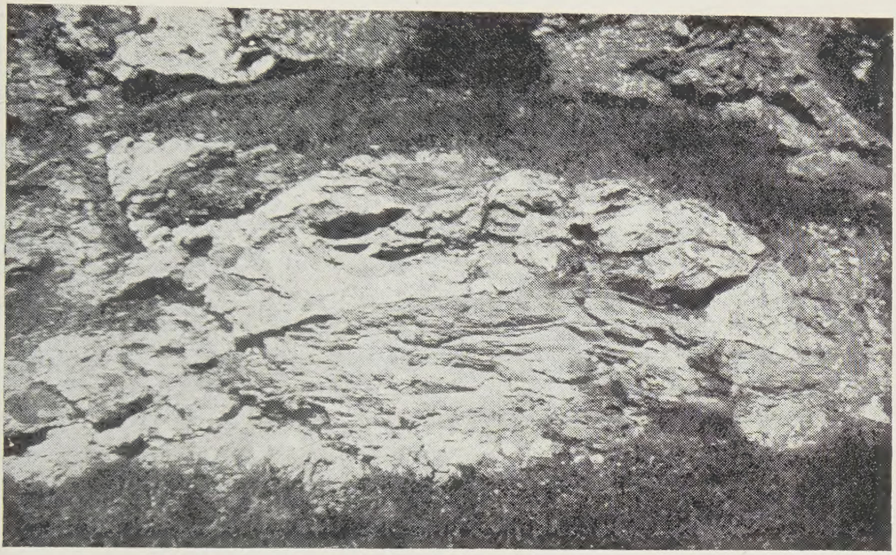


Fig. 1

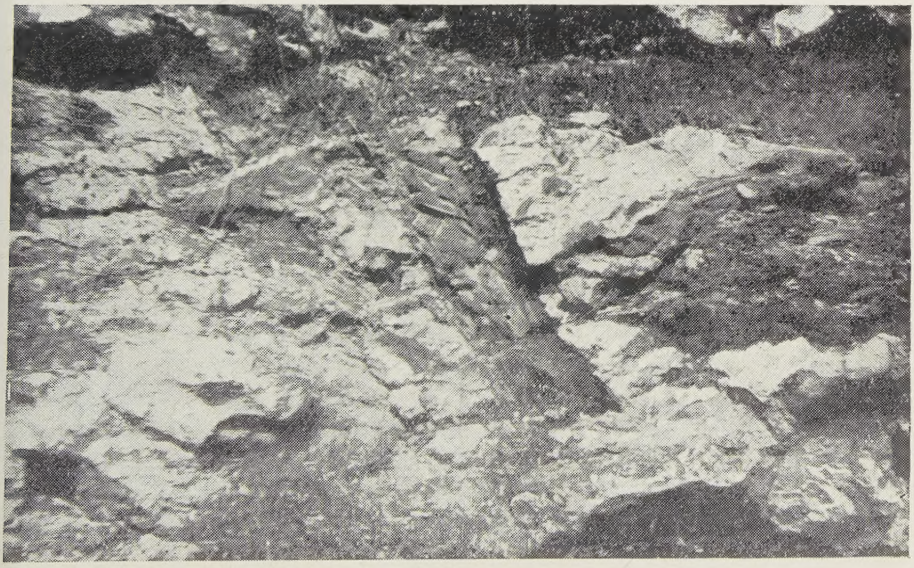


Fig. 2

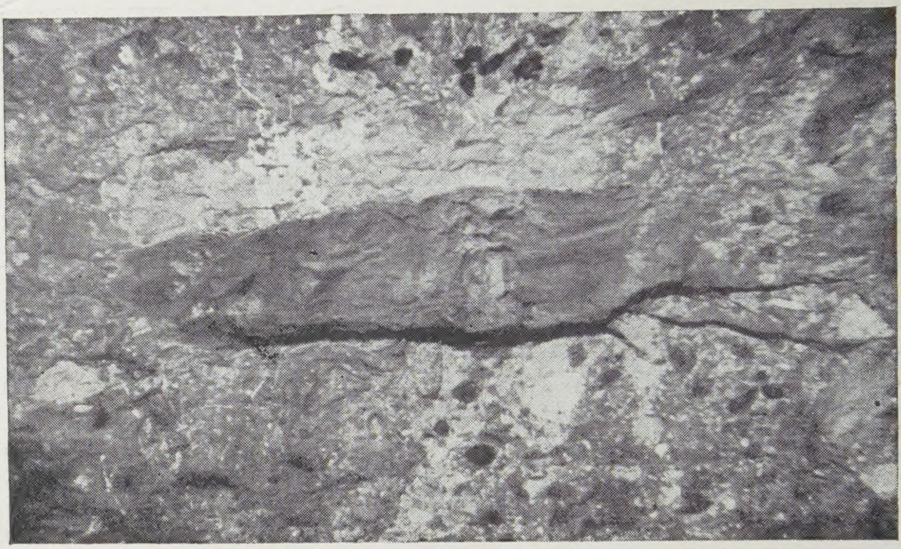


Fig. 1



Fig. 2